

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Западно-Сибирская

Лист R-44 – Гыданский п-ов

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский
научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Западно-Сибирская

Лист R-44 – Гыданский п-ов

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
Издательство ВСЕГЕИ • 2019

УДК 55(571.121+571.511)(084.3)

ББК 26

Л33

Авторы

*Е. А. Лебедева, (отв. исполнитель), Я. Э. Файбусович, Д. В. Назаров,
А. С. Воронин, А. В. Герасичева, Т. В. Маркина, Д. В. Пушка, Л. И. Рубин,
Д. Ю. Цепляев, Т. В. Яковлева*

Редактор *Е. А. Лебедева*

Рецензенты д-р геол.-минерал. наук В. И. Астахов,
канд. геол.-минерал. наук О. Н. Бостриков, О. Н. Малых, А. Н. Хабаров

Л33

Лебедева Е. А., Файбусович Я. Э., Назаров Д. В. и др.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист R-44 – Гыданский п-ов. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. – 180 с.: 1 вкл.

ISBN 978-5-93761-428-5 (объясн. зап.)

ISBN 978-5-93761-429-2

Территория расположена в северной части Западно-Сибирской равнины и входит в состав Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области. В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым. Особые разделы посвящены литологии современных донных осадков и геолого-экологическому состоянию природных сред. Приведены сведения по запасам и оценке прогнозных ресурсов главного вида минерального сырья территории – углеводородному сырью.

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

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Табл. 5, ил. 1, список лит. 254 назв., прил. 8.

УДК 55(571.121+571.511)(084.3)

ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 19 июня 2018 г.

ISBN 978-5-93761-428-5 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-429-2

© Роснедра, 2019
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018
© Коллектив авторов, 2018
© Издательство ВСЕГЕИ, 2019

ВВЕДЕНИЕ

Третье издание Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-44 – Гыданский полуостров подготовлено в результате обобщения геологических материалов, полученных за последние 17 лет, прошедших после второго издания Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 на листы R-43 – (45) (Гыдан–Дудинка). Данный комплект включает геологические карты дочетвертичных и четвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ, литологическую и поверхности дна акватории. Карты сопровождаются схемами масштаба 1 : 2 500 000: тектонической, геоморфологической, гидрогеологической и эколого-геологической.

Лист R-44 – Гыданский полуостров Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) расположен в северо-восточной части Западно-Сибирской равнины и входит в состав Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области и Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа Красноярского края. Территория листа общей площадью 102,23 тыс. км² охватывает восточную часть Гыданского полуострова и правобережье р. Енисей.

Работы по объекту «Подготовка к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листов R-43 – Обская губа, R-44 – Гыданский п-ов» в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Создание и подготовка к изданию комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000; создание комплектов геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по группе листов территории Российской Федерации» выполнялись в период 2016–2017 гг. в ФГБУ «ВСЕГЕИ». Авторский вариант комплекта листа масштаба 1 : 1 000 000, легший в основу составления издательского варианта комплекта (кроме карты четвертичных образований), составлен в ФГБУ «ЗапСибНИИГГ» (г. Тюмень); авторский вариант карты четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000 составлен в ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Лист обеспечен цифровой топоосновой (ЦТО) масштаба 1 : 1 000 000, созданной в ФГБУ «Росгеолфонд» и дистанционной основой (ДО) масштаба 1 : 1 000 000, созданной во ФГБУ «ВСЕГЕИ» по материалам Landsat 7. Лист обеспечен актуализированной Легендой Западно-Сибирской серии листов ГК-1000/3 (2010 г.). Для территории листа ФГУ НПП «Геологоразведка» составлена современная опережающая геофизическая основа масштаба 1 : 1 000 000. Опережающая геохимическая основа на лист не составлялась,

ввиду преобладания на территории листа мощного покрова (до 300 м) рыхлых четвертичных отложений.

В сезоны 2016 и 2017 гг. проведены полевые работы для решения дискуссионных вопросов строения четвертичных отложений, положенные в основу составления карты четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000.

В работе по подготовке комплекта использованы материалы подготовленных к изданию листов R-45 – Норильск и S-44–45 – Диксон, Усть-Тарей.

Работе содействовали зам. генерального директора ФГУП «ВСЕГЕИ» Т. Н. Зубова, руководитель проекта по Госгеолкарте-1000 (третье поколение) ФГУП «ВСЕГЕИ» И. В. Вербицкий, а также генеральный директор ФГУП «ЗапСибНИИГГ» В. Ю. Морозов. Авторы выражают благодарность за ценные советы, критические замечания, консультации, предоставление рабочих материалов сотрудникам отдела геологического картирования ФГБУ «ЗапСибНИИГГ» (г. Тюмень), отдела геологии горючих полезных ископаемых ФГБУ «ВСЕГЕИ», зам. генерального директора ФГБУ «ВСЕГЕИ» М. А. Шишкину.

Географические сведения. Наиболее крупными орографическими элементами территории листа являются Гыданская гряда (до 144 м абс. выс.) и Нижнеенисейская возвышенность (до 162 м). Максимальные высоты (до 185 м) установлены на правом берегу Енисея. Главной водной артерией является Енисей. Глубина реки в устье равна 10 м, а скорость течения достигает 1 км/час. Наиболее протяженные притоки впадают в Енисей слева. Это Малая Хета, Большая Хета, Яра и Танама. Их замерзание происходит в конце сентября – начале октября, а вскрытие – в мае. Ледостав в губах обычно начинается в середине октября, а лед держится до наступления лета.

Суровые климатические условия региона обусловлены его положением в высоких широтах (севернее 68° с. ш.). Средняя продолжительность безморозного периода достигает 75 дней. За год выпадает до 400 мм осадков. Средняя температура января – минус 27 °С, июля – плюс 10 °С. Зимой преобладают северные и северо-западные ветры, а в летний период – южные и юго-западные. Абсолютный минимум температуры, зафиксированный в пос. Новый Порт, составляет –56 °С, а максимум равен +30 °С.

Территория в значительной степени заболочена и изобилует озерами. Преобладают низинные арктические минеральные и торфоминеральные болота. Широко распространенная многолетняя мерзлота мощностью более 400 м оказывает большое влияние на ход современных геологических процессов. Она отсутствует под дном крупных озер и под руслом Енисея. Большинство озер термокарстовые, неглубокие. Крупные озера Хучето, Периптавето, Ямбуто на Гыданском полуострове имеют значительную глубину 42, 28 и 25 м соответственно и, вероятно, тектоническое происхождение.

Арктические тундры с травяными болотами на севере региона к югу сменяются кустарниковыми субарктическими, среди которых распространены сфагновые таежные болота. В долинах рек Мессояха, Большая Хета, Енисей встречаются лиственничные редколесья. В тундровых комплексах обитают северный олень, песец, волк, горностай, лемминг. В летний период здесь гнездятся многочисленные водоплавающие птицы (гуси, утки, лебеди и др.).

Водоемы богаты рыбой. В Енисейском заливе встречаются нерпа и белуха. К охраняемым территориям относятся Гыданский природный заповедник, расположенный на севере полуострова и Мессояхский – в среднем течении р. Мессояха.

Территория экономически освоена слабо и мало населена. Ведется освоение Мессояхского нефтегазоконденсатного месторождения в Красноярском крае и Находкинского нефтегазового месторождения на территории ЯНАО. Наиболее крупным является с. Гыда, где проживает 3500 человек. Небольшие поселки расположены по берегам Енисейского залива и р. Енисей. Коренное население (ненцы, долгане и др.) преимущественно заняты оленеводством, охотой и рыболовством. Судходство осуществляется по р. Енисей. Доставка грузов зимой происходит по автозимникам. Широко используется авиатранспорт.

Геологическая изученность. Первые сведения о четвертичных отложениях, рельефе и многолетней мерзлоте в низовьях Енисея и на Гыданском полуострове получены в 1866 г. экспедицией Российской Академии наук под руководством Ф. Б. Шмидта. Результаты работ опубликованы в отчете 1872 г. Позднее маршрутные исследования проводились Б. М. Житковым (1913 г.), И. Я. Ермиловым и Б. Н. Городковым (1926–1927 гг.), В. Н. Саксом (1939–1946 гг.) и др. Н. А. Гедройцем в 1934 г. на левобережье Енисея вблизи устья Малой Хеты были обнаружены выходы на дневную поверхность горючих газов в виде грифонов.

Геологами НИИГА к 1956 г. на территории завершена геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. Бурятся первые колонковые скважины на востоке и юго-западе площади и глубокие поисково-разведочные скважины, вскрывшие мезозойско-кайнозойский разрез осадочного чехла. По результатам работ изданы листы R-44,45 Госгеолкарты СССР масштаба 1 : 1 000 000.

В 1960–1963 гг. коллективом НИИГА выполнено среднемасштабное геологическое картирование (К. Н. Белоусов, Ю. Н. Михалюк, В. И. Кайялайнен и др.). Листы R-44-XIX,XX изданы в 1970 г. под редакцией Ю. Н. Кулакова.

С целью изучения перспектив нефтегазоносности севера Западно-Сибирской плиты Салехардской экспедицией ВНИГРИ в 1956–1965 гг. проведены комплексные геолого-геоморфологические исследования масштабов 1 : 200 000–1 : 1 000 000. Была составлена картотека обнажений и колонковых скважин, вскрывших дочетвертичные отложения на севере Западной Сибири.

После открытия на севере Западной Сибири месторождений углеводородов в 1960-е годы увеличились объемы и виды геологоразведочных работ. Для освоения территории МГУ, НИИГА, СибНИПИГаз и другими организациями проведены инженерно-геологические, геокриологические и гидрогеологические исследования. Полученная информация приведена в ряде отчетов и монографий В. В. Баулина, Б. В. Галактионова, В. Т. Трофимова и др.

На севере региона в 1979–1981 гг. Аэрогеологией выполнено АФГК-200 (В. А. Николаев и др., 1976 г.; Р. А. Биджиев и др., 1981 г.) и космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 (Д. А. Кукушкин и др., 1981 г.; А. С. Лавров и др., 1983 г.). Сотрудниками ВСЕГЕИ и ЗапСибГеоНАЦ обобщены геолого-геофизические материалы по листам R-43–45 – Гыдан–Дудинка

и составлен комплект карт масштаба 1 : 1 000 000 новой серии под редакцией П. П. Генералова.

Геофизическая изученность. Геофизические исследования севера Западной Сибири начаты НИИГА с проведения аэромагнитной съемки масштаба 1 : 2 500 000, завершенной к 1950 г. В 1953–1954 гг. выполнена съемка масштаба 1 : 1 000 000, а в 1959 г. Новосибирским геофизическим трестом закончена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 и изданы карты аномального магнитного поля. С 1977 г. Западным геофизическим трестом проводятся планомерные магниторазведочные работы масштаба 1 : 50 000, позволившие изучить глубинное строение и выявить магнитные микроаномалии в верхней 300-метровой части разреза осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, природа которых до настоящего времени точно не установлена.

Гравиметрические работы в регионе выполнялись Западно-Сибирским геофизическим трестом с 1953 г., позже Тюменским и Красноярским геолуправлениями проводилась гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000, а с 1978 г. – Западным геофизическим трестом, Центргеофизикой и другими организациями в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Комплексное использование геофизических материалов позволило выяснить тектоническое строение и вещественный состав фундамента плиты.

Территория пересечена сетью региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ, КМПВ и ГЗС. Площадные сейсморазведочные работы проводятся с 1960 г. Ямало-Ненецким геофизическим трестом, ПГО «Ямалгеофизика», «Севморнефтегеофизикой» и другими организациями. Обобщение полученной информации позволило построить разномасштабные структурные карты по основным отражающим горизонтам, выделить разнопорядковые структуры и продуктивные пласты, что привело к открытию залежей углеводородов.

Результаты многолетних геолого-геофизических исследований территории приведены в трудах ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, НИИГА и других институтов.

Комплект карт и объяснительная записка к листу составлены в соответствии с «Методическим руководством по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения» 2015 г. и другими инструктивными требованиями с использованием Легенды Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3.

В дополнение к графическому комплекту и объяснительной записке листа подготовлена сопровождающая база данных. Состав базы данных выполнен в соответствии с современными нормативно-методическими документами и содержит следующие блоки:

1 – Блок первичных материалов в составе: Карты фактического материала, Карты опробования, База первичных материалов, База данных по скважинам, База данных исследований дна акватории.

2 – Блок информации о полезных ископаемых.

3 – Блок информации по изученности площади – картограммы геологической и геофизической изученности, каталоги изученности.

4 – Блок аналитических данных.

5 – Блок опережающей геофизической основы, предоставленной для работы над проектом в рамках Технического задания, исполнитель – ФГУ НПП «Геологоразведка», 2009 г.

6 – Блок опережающей дистанционной основы, представленной для работы над проектом в рамках Технического задания, исполнитель – ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009 г.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа R-44 – Гыданский полуостров расположена в северной части Западно-Сибирской плиты, в восточной части охватывая западный борт Енисей-Хатангского прогиба. В строении разреза принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, а также незначительно распространенные триасовые интрузивные породы основного состава.

Протерозойские, палеозойские, мезозойские в объеме триаса и интрузивные образования развиты в фундаменте плиты. Протерозойские и палеозойские образования слагают нижний структурный этаж; мезозойские в объеме триаса – промежуточный рифтогенный структурный этаж. На площади листа пробурена одна скважина (Семеновская-1), вскрывшая триасовые образования фундамента. При составлении геологической карты доюрских образований были использованы картографические материалы подготавливаемой на настоящий момент в ФГБУ «ВСЕГЕИ» Геологической карты фундамента Западно-Сибирской плиты и структур ее обрамления, а также геофизические данные – материалы опережающей геофизической основы [Пояснительная записка, 2009] и данные по профилю «Байдарацкая губа – Енисейский залив», подготовленные НАО «СибНАЦ» в 2017 г. (рисунок).

Мезозойские и кайнозойские образования слагают чехол Западно-Сибирской плиты – верхний структурный этаж. Мезозойские образования в объеме юры и мела распространены на всей территории листа, кайнозойские в объеме палеогена – в его южной части. При расчленении геологического разреза чехла использованы материалы Легенды Западно-Сибирской серии (2010 г.), Региональные стратиграфические схемы и материалы нефтегазоразведочного бурения.

Четвертичные отложения развиты на территории листа повсеместно. При картировании образований использованы материалы Легенды Западно-Сибирской серии (2010 г.) и материалы, полученные при производстве полевых работ авторами карты четвертичных образований.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Локальные выходы протерозойских образований на доюрский срез по геофизическим данным предполагаются лишь в пределах древних массивов в области байкальской складчатости.

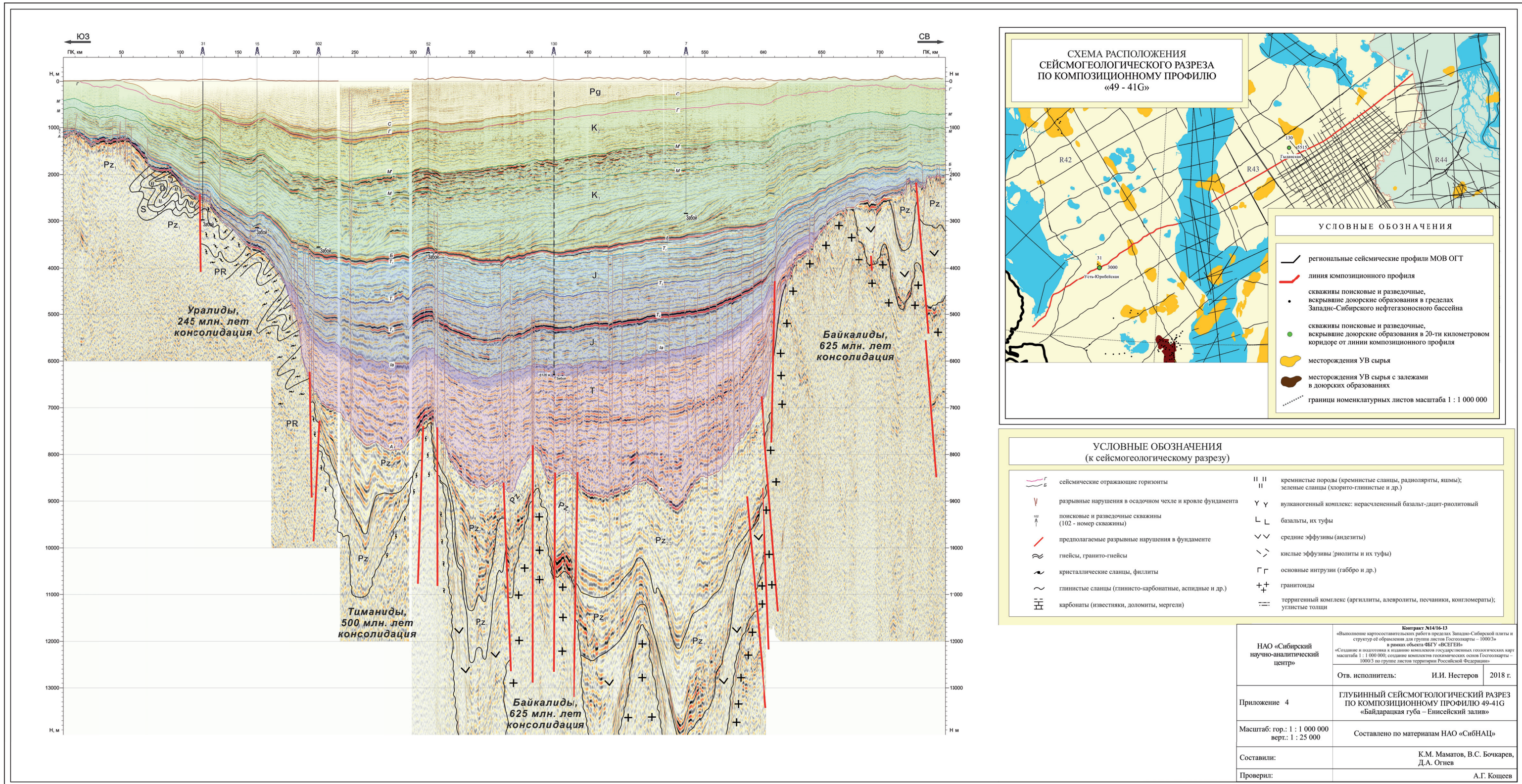


Рис. 1. Сейсмогеологический композитный региональный профиль «Байдарцкая губа – Енисейский залив».

Кварцито-филлитовая толща (Rf₂?kf) сложена филлитами, сланцами серицит-(хлорит)-кварцевыми (нередко углеродсодержащими), кварцитами, кварцитопесчаниками. Возраст толщи установлен по аналогии со скважинами, пробуренными на листе Q-45 в скважинах 2, 3 Ермаковской и 2 Костровской площадей. Вскрытая мощность в этих скважинах составляет более 100 м. Предполагаемая мощность толщи – более 200 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Территория листа входит в состав Ямбургского и Колпашевского структурно-формационных районов Гыдано-Канской СФЗ.

Палеозойские образования в пределах листа R-44 скважинами не вскрыты. Расчленение палеозоя проведено с учетом скважин, пробуренных южнее и восточнее от территории листа, геофизических данных, РСС палеозойских образований ЗСР и материалов В. С. Суркова и др.

КЕМБРИЙСКАЯ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМЫ

Аргиллито-карбонатная толща (С₃-О₃ас) представлена известняками (иногда мраморизованными), доломитами, аргиллитами (в т. ч. известковистыми); прослоями мергелей, глинистых известняков, алевролитов, редко – туффитов. Выделена в пределах Колпашевского СФР. Возраст толщи установлен по аналогии с аналогичными по геологической и структурной позициями отложениями, вскрытыми в скв. 11 Точинской площади (лист R-45), где верхнекембрийские известняки перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика. Ордовикские отложения мощностью 657 м представлены известковистыми породами и аргиллитами, содержащими фаунистические остатки: мшанки – *Stigmatella* cf. *foordii* (Nich.), *Phaenopora* cf. *ensiformis* Hall, *Pachydictya* cf. *flabellum* (Lind.). Мощность толщи – более 1000 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Лымбельская толща (S₁₋₃lm) выделена в Ермаковском СФР. Отложения толщи представлены аргиллитами серо- и красноцветными кремнисто-глинистыми сланцами, мергелями, глинистыми известняками; прослоями глинисто-кремнистых сланцев, местами редкими линзами базальтов, андезит-базальтов, альбит-хлоритовых ортосланцев. Глинистые известняки с обильной фауной кораллов *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz, *Palaeofavosites* cf. *mirabilis* Tschern., *Paleohalysites* sp. (определения М. С. Жижиной); массовое развитие водорослей, криноидей, губок вскрыты на глубине 1143–570 м скважиной Точинская 11-Р (лист R-45). Силурийский возраст лымбельской толщи зафиксирован и в Региональной стратиграфической схеме со стратотипом в интервале глубин 2820–2970 м в скв. 1 Северо-Лымбельской площади. На территории листа отложения толщи залегают со стратиграфическим несогласием на аргиллито-карбонатной толще. Мощность толщи – более 600 м.

ДЕВОНСКАЯ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

Известняково-терригенная толща (D_3-C_{1it}) на территории листа не вскрыта, выделена в юго-западном углу листа в Ямбургском СФР по увязке с листом R-43 по материалам В. С. Суркова. Предполагается, что ее карбонатно-терригенный разрез таков: алевролиты, аргиллиты, сланцы глинистые, углисто-глинистые с прослоями и линзами известняков, мергелей, песчаников и подчиненными базальтами, туфами. Мощность – более 1000 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Терригенная толща (C_1-P_{1t}) условно выделена по геофизическим данным в центральной части листа, в Колпашевском СФР, где она несогласно залегает на образованиях раннего–среднего палеозоя. Предполагается, что это – аналоги катской свиты, выделенной в более южных районах. В ее строении участвуют углисто-глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, прослои гравелитов, алевролитов, углей. Мощность – более 300 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Бованенковская толща (Pbv). Образования толщи выполняют отрицательные структуры, также залегают и в основании рифтовых структур триаса. На территории листа толща не вскрыта, выделена в юго-западном углу листа в Ямбургском СФР по увязке с листом R-43, по материалам В. С. Суркова. Состав пород терригенный, он представлен переслаиванием алевролитов, песчаников, углистых аргиллитов. Согласно РСС палеозойских образований, ее формирование охватывает все пермское время. Мощность – более 1000 м.

Базальтово-терригенная толща (Pbt) выделена в Ермаковском районе. Является аналогом бованенковской свиты Ямбургского района. В составе толщи – песчаники, алевролиты, аргиллиты; в отличие от бованенковской толщи – прослои базальтов, андезибазальтов. Мощность – более 1500 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА ТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые образования листа практически не изучены и картируются в основном по геофизическим данным. Лишь скважинами Семеновская 1 и 2 вскрыты терригенные отложения средне-позднетриасового возраста. Наиболее полный разрез триаса изучен по сверхглубокой скважине (СГ-6), пробуренной в зоне Колтогорско-Уренгойского рифта на площади листа Q-44. Доказано наличие в регионе всех трех отделов триасовой системы и всех ее ярусов по характерным палинокомплексам. Нижний возрастной предел начала формирования триасовых отложений четко не установлен, так как в изучен-

ных разрезах скважин Западной Сибири подошва нижнетриасовых отложений палеонтологически не охарактеризована.

Триасовые образования на территории листа слагают промежуточный рифтогенный структурный этаж, заключенный между отражающими горизонтами Ia и A. Нижняя граница образований прослеживается по сейсмическим данным, к ней приурочен региональный отражающий сейсмогоризонт A. Верхняя граница триаса совпадает с кровлей тампейской серии, которая, без видимого углового несогласия, перекрывается юрскими отложениями. К этой границе приурочен региональный сейсмоотражающий горизонт Ia. Триасовые образования залегают на эрозионной поверхности разновозрастного складчатого палеозойского фундамента.

На территории листа триас имеет площадное распространение: закартированы покровные базальты красноселькупской серии и перекрывающие их терригенные отложения тампейской серии. В западной части площади листа под покровными образованиями красноселькупской и тампейской серий картируются тектонические границы Колтогорско-Уренгойского рифта. На полотно схемы площади распространения тампейской серии показаны штриховкой.

В пределах листа триасовые образования распространены в пределах Пурского, Усть-Енисейского и Тампейско-Красноселькупского СФР Ямальско-Красноселькупской СФО.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Красноселькупская серия ($T_{1-2}ks$) выделена в пределах Колтогорско-Уренгойского грабена-рифта и его сателлитов. Впервые серия выделена В. С. Бочкаревым в 1990 г. в скв. Черничная 46 в интервале 3990–4500 м (лист Q-44-XXIII), лектостратотип установлен в интервале 6420–7502 м Тюменской сверхглубокой скважины (лист Q-44-XIX). Развитие серии приурочено к Колтогорско-Уренгойскому грабену-рифту и его сателлитам. Предполагается, что свита представлена покровами базальтов и порфиринов, туфами основного состава и туфопесчаниками, прослоями и линзами туффитов, силицитов, аргиллитов. Базальты серо-зеленые, темно-зеленые, светло-серые до темно-серых, почти черных с зеленоватым оттенком, иногда сургучно-красные, преимущественно афанитовые, миндалекаменные. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, кварцем. В отдельных случаях наблюдаются порфириновые выделения, представленные пироксеном. Туфы вулканические, литокластические от мелкообломочных до крупнообломочных, хлоритизированные и гематитизированные, что обуславливает их пеструю окраску: серо-зеленую, зеленую, лиловую, бурую с сиреневатым оттенком, красно-бурую. Иногда они пятнистые за счет большого количества коротких линзовидных и овальных светлых включений карбонатизированных лав с миндалекаменной текстурой. Туфы, как правило, разбиты многочисленными трещинами, угол наклона которых меняется от 45° до 85° к оси зерна.

По аналогии с сопредельными территориями возраст условно датируется нижним–средним триасом. Мощность эффузивов красноселькупской серии, согласно сейсморазведочным данным, превышает 900 м.

Тампейская серия (Т_{2-3tm}) выделена В. С. Бочкаревым в 1974 г. по разрезам скважин Усть-Енисейского района (Тампейская 1-Р, Семеновская 1-Р и 2-Р, Малохетская) и Енисейско-Хатанского прогиба (Тундровая 1-Р) площадей, в которых низы серии и подстилающие отложения не вскрыты. Расчленение вскрытых разрезов по указанным скважинам и их корреляция требуют уточнения. Наиболее представительный и полный разрез серии вскрыт Тюменской СГ-6, принятый В. С. Бочкаревым за парастратотип серии в интервале глубин 5655–6419 м.

По данным бурения Тюменской СГ-6, тампейская серия представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туффитами с остатками растений. Она разделена на две толщи: нижнюю (инт. 6223–6430 м) песчано-глинистую и верхнюю (инт. 6012–6223 м) существенно глинистую [Сурков и др., 1997].

Нижняя толща – переслаивание аргиллитов и алевролитов с мелко-среднезернистыми песчаниками, прослой и линзы конгломератов, туфоалевролитов, углей. Мощность песчаных пластов – 5–16 м. В интервале 6240–6251 м содержатся раковины конхострак *Ciclotunguzites cf. tungussensis* Nov. Палинокомплекс состоит в основном из членистостебельных, среди которых *Paracalamites* sp. встречается чаще, чем *Neocalamites* sp. Учитывая этапность триасовой флоры и «положение» комплекса в разрезе, можно условно считать его анизийским.

Верхняя толща сложена темно-серыми аргиллитами и мелкозернистыми глинистыми алевролитами с редкими пластами мелко-среднезернистых песчаников мощностью до 9 м. По частоте встречаемости в толще доминируют многочисленные остатки хвощевых. Среди них, кроме *Neocalamites*, сходных с *N. carrerei*, *N. merianii*, найдены также *Schizoneura grandifolia* (вид известен из ладина и позднего триаса Таймыра, позднего триаса Восточного Урала). Мощность серии, по геофизическим данным, – до 2000 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система в пределах рассматриваемой территории представлена полифациальным терригенным комплексом пород, который в полных разрезах без видимого несогласия залегает на осадочных образованиях тампейской серии триаса. Кровля и подошва юрских пород в пределах рассматриваемой территории находятся на глубинах соответственно 1–4 и 2,5–7 км. Все три отдела юрских отложений вскрыты глубокими скважинами только на сводах наиболее контрастных поднятий (Усть-Портовский мегавал), где наблюдается значительное сокращение их мощности. Представления о литологическом составе, составе и фациальных условиях осадконакопления глубокозалегающих горизонтов юры базируются в основном на материалах сейсморазведки.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Посвитное описание отложений представлено в соответствии с районированием, приведенным в Легенде Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3.

В соответствии с районированием ниже-среднеюрских отложений изучаемая территория в целом относится к Ямало-Енисейскому фациальному району, а часть на юго-востоке относится к Сидоровско-Пайдугинскому фациальному району.

В Ямало-Енисейском районе нижеюрские породы представлены отложениями зимней, левинской, шараповской и китербютской свит. Нижний-средний отделы юры представлены надояхской свитой.

Среднеюрские отложения в Ямало-Енисейском районе представлены лайдинской, вымской, леонтьевской, малышевской свитами.

В Сидоровско-Пайдугинском районе нижеюрские отложения представлены береговой, ягельной и нижней подсвитой худосейской свит. Нижний-средний отделы представлены верхней посвитой худосейской свиты. Среднеюрские отложения представлены тюменской свитой.

Зимняя свита (J_{zm}) выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип ее установлен в разрезе скв. Семеновская 1-Р в интервале 2569–2748 м. Отложения представлены песчаниками светло-серыми и буровато-серыми с прослоями алевролитов и аргиллитоподобных глин. В нижней части свиты повсеместно встречаются прослой конгломератов с гальками кварца, кремнистых и изверженных пород. Отмечаются многочисленные обугленные растительные остатки, конкреции пирита, сидерита, обломки раковин двустворок. Возраст (геттанг–низы верхнего плинсбаха) датируется по находкам комплексов фораминифер *Ammodiscus ex gr. asper* Gerke, *Pseudonodosaria* Schl. и остракод в более восточных районах. Мощность свиты – до 600 м.

Береговая свита (J_{br}) выделена Ф. Г. Гурари, И. В. Будниковым, В. П. Девятовым и др. (1988 г.). Стратотип выделен в разрезе скв. Уренгойская 414 (Q-43) в интервале 4750–5031 м. Свита представлена серыми и зеленовато-серыми грубозернистыми песчаниками, от полимиктовых до аркозовых, преимущественно массивными, реже горизонтальнослоистыми за счет тонких линз более темного алеврито-глинистого материала. Цемент глинистый, известково-глинистый. Песчаники чередуются с прослоями и пластами гравелитов и валунно-галечниковых конгломератов. Среди грубообломочных пород отмечаются прослой аргиллитов и алевролитов с раковистым изломом, с редкими отпечатками водорослей и обугленным растительным детритом. В составе свиты выделяются песчаные пласты ЮГ₂₀–ЮГ₂₃.

Геттанг-раннеплинсбахский возраст свиты установлен по спорово-пыльцевым комплексам и остаткам лиственной флоры: *Neocalamites* sp., *Equisetites* cf. *gracilis* (Nath.) Halle, *Samaropsis plicatifformis* Tesl., *Carpolithes minor* Pryn. и др. Мощность свиты – 200–270 м.

Левинская свита (J_{lv}) выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская 10-Р (R-45) в интервале 2136–2197 м. В районе Новопортовской площади она с угловым несогласием залегает на образовании фундамента, на большей части территории распространения границы ее согласные. Свита представлена буровато-серыми и темно-серыми аргиллитоподобными глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. В нижней части свиты местами встречаются включения гальки и гравия. Свита охарактеризо-

вана фауной двустворчатых моллюсков *Harpax laevigatus* Orb., комплексами фораминифер *Trochammina lapidosa* Gerke и *Nodosaria nordvikensis* и спорово-пыльцевыми комплексами плинсбахского яруса. Мощность свиты – 45–400 м.

Ягельная свита (J_1jag), выделена в 1989 г. В. С. Бочкаревым, Ю. В. Брадучаном и др. (скв. Уренгойская 414 (Q-43), интервал 4854–4928 м). Представлена темно-серыми аргиллитоподобными глинами тонкоотмученными, местами алевритистыми, с прослоями гравелитистых песчаников, иногда с карбонатным цементом. В отдельных разрезах обособляются два пласта – ЮГ₁₈ и ЮГ₁₉. В породах свиты установлены спорово-пыльцевые комплексы и остатки растений *Sphenobaiera* sp., *Pityophyllum* sp., *Pityospermum* cf. *parvum* Tur.-Ket., *Carpolithes* cf. *ivanovskyi* Tesl. Учитывая эти данные и положение в разрезе, свита относится к плинсбаху. Мощность ее достигает 150 м.

Шараповская свита (J_1sr) выделена в 1968 г. Байбародских и др. В качестве стратотипа принимается нижняя толща джангодской свиты, выделенной по Малохетской скв. 10-Р (R-45) в интервале 2077–2136 м. Свита сложена серыми песчаниками от грубо- до мелкозернистых глинистых, преобладающая доля которых к югу заметно сокращается за счет увеличения в разрезе алевролитов и аргиллитоподобных глин со значительным содержанием обугленного растительного детрита. Проницаемые породы обособлены в пласты ЮЯ₁, ЮН₁₁ (Ямал, Гыдан). Свита охарактеризована комплексами фораминифер *Marginulinopsis hatangensis* – *Discorbis bulimoides*, *Trochammina lapidosa* и спорово-пыльцевыми спектрами плинсбаха. Мощность свиты достигает 350 м.

Китербютская свита (J_1kt). В качестве стратотипа принята средняя толща джангодской свиты, выделенной по Малохетской скв. 10-Р в интервале 2051–2077 м (R-45) (Байбародских и др., 1968). Свита представлена преимущественно глинистыми породами темно-серыми тонкоотмученными, с редкими прослоями серых алевролитов и песчаников, в которых отмечаются пирит и сидерит. Нижняя граница ее устанавливается по подошве аргиллитоподобных глин с фауной тоарского яруса. Двустворки – *Dacriomya inflata* (Ziet.), *Leda acuminata* (Goldf.); белемниты – *Mesoteuthis* ex gr. *pyramidalis* (Ziet); комплексы фораминифер – *Ammodiscus glumaceus*, *A. strigosus*, *Sacamina inanis*. Мощность свиты – до 260 м.

Худосейская свита ($J_{1-2}hd$) выделена А. А. Неждановым и В. В. Огибениным в 1987 г. Стратотип ее принят по разрезу скв. 101 Верхнекаралькинской площади (лист Р-44). Отложения свиты развиты в юго-восточной части изучаемой территории, в Сидоровско-Пайдугинском СФР. Отложения имеют как прибрежно-морское, так и континентальное происхождение. В составе худосейской свиты глины – местами битуминозные, углистые, кремнистые, песчаники с прослоями алевролитов, локально конгломераты, гравелиты. Свита разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Каждая из подсвит имеет в кровле глинистую пачку: тогурскую – в нижней и радомскую – в верхней. В минеральном составе глин наблюдается значительная доля каолинита.

Нижняя подсвита подразделяется на две пачки: пачка 1 включает в себя песчаники зеленоватые, грубозернистые, с прослоями глин, местами битуми-

нозных, алевролитов, пачка 2 (тогурская) содержит глины зеленоватые окремненные, местами битуминозные, с прослоями песчаников, алевролитов. Тогурская пачка развита в наиболее погруженных частях территории, занимая прогибы, мульды. Ближе к осевой части Александровского мегавала она выклинивается.

Верхняя подсвита также подразделяется на две пачки: пачка 1 содержит песчаники зеленоватые с прослоями гравелитов, алевролитов и глин алевроитовых; пачка 2 (радомская) включает в себя глины, прослоями битуминозные, преимущественно тонкоотмученные с прослоями песчаников. Радомская пачка развита повсеместно в пределах исследуемой территории. Исчезает лишь на высоких гребневых участках Александровского мегавала.

Ааленский возраст второй пачки (радомской) верхней подсвиты худосейской свиты установлен по результатам определения макрофлоры в разрезе скв. Сыхтинская 500. Это – *Coniopteris* sp., *C. vsevolodii* (L. et H.) Harr., *Pseudotorellia angustifolia* Dolud., *P. cf. angustifolia* Dolud., *Podozamites* sp., *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *Sphenobaiera* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Carpolithes minor* Prun. Мощность – 600 м.

Надояхская свита (J_{1-2nd}). В качестве стратотипа свиты принята верхняя толща джангодской свиты, выделенной по Малохетской скв. 10-Р в интервале 1907–2051 м (R-45) Байбародских и др. в 1968 г. Свита сложена светло-серыми песчаниками с прослоями буровато-серых алевролитов и аргиллитоподобных глин. На западе в ней выделяются пласты ЮЯ₁₀, ЮН₁₀, на востоке – ЮЕ₁₀–ЮЕ₁₂. В породах свиты определен комплекс фораминифер с *Ammodiscus glutaceus* – *Riadhella syndascoensis* и спорово-пыльцевые спектры тоарского яруса. Мощность свиты – до 670 м.

Лайдинская свита (J_2ld) выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип установлен в разрезе скв. Малохетская 10 (R-45), в интервале 1845–1907 м. Согласно залегает на надояхской свите, разрез представлен темно-серыми и буровато-серыми аргиллитоподобными глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, реже гравелитов и конгломератов. По всему разрезу наблюдаются растительные остатки, обломки обугленной древесины, конкреции глинистого сидерита и пирита. Свита охарактеризована двустворками *Arctotis lenensis* (Lah.), *Meleagrinnella doneriana* (Boriss.), *Tancredia* sp. indet., комплексами фораминифер *Saccamina ampullacea*, *Lenticulina nordvikensis* и спорово-пыльцевыми комплексами переходного типа ааленского яруса. На основании этих данных описываемые образования относятся к аалену. Мощность свиты – до 200 м.

Вымская свита (J_2vm) выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). В качестве стратотипа принят разрез скв. Малохетская 10 (R-45), в интервале 1736–1845 м. Свита представлена преимущественно песчаниками светло-серыми, нередко известковистыми, каолинизированными, с прослоями зеленовато-бурых алевролитов и аргиллитоподобных глин. В последних встречаются многочисленные остатки обугленных стеблей, листьев, древесины. По всему разрезу встречаются двустворки *Arctotis* ex gr. *lenensis*, комплекс фораминифер *Ammodiscus pseudoinfirmus granula-*

та, который с некоторой долей условности относится к позднему аалену и раннему байосу. Мощность свиты – до 600 м.

Тюменская свита (J_2tm) выделена Н. Н. Ростовцевым по скв. Тюменская 1-ОП в интервале 1434–1472 м. На рассматриваемой территории она согласно залегает на лайдинской свите. Мощность ее на территории меняется от 300 до 780 м.

Свита сложена чередующимися сероцветными с буроватым оттенком песчаниками, алевролитами и глинами с маломощными прослоями углей. Характерными особенностями пород являются слабая сортировка, обилие обугленного растительного детрита, остатки корней, отпечатки ископаемых растений, большое разнообразие текстур. По степени концентрации песчаного материала свита делится на три подсвиты, но такая дифференциация прослеживается не по всем разрезам, во многих пунктах она весьма условна.

Нижняя подсвита в наиболее представительных разрезах сложена песчаниками, переслаивающимися с глинами. В составе обнаружена обильная листовая флора: *Equisetites* sp. indet., *Coniopteris maakiana* (Heer), *Cladophlebis suluktensis* Brick., *C. williamsonis* (Br.) Br., *Ginkgo sibirica* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis* sp. indet. *Hausmannia* sp., *Nilssonia* cf. *kendali* Nag. и спорово-пыльцевые комплексы аалена и байоса. На основании этих данных подсвита отнесена к ааленскому–низам байосского ярусов. Мощность ее достигает 240 м.

Средняя подсвита сложена глинами с пластами алевролитов и песчаников. В ней обнаружены немногочисленные отпечатки флоры: *Equisetites* cf. *lateralis* Phill., *Coniopteris* aff. *depensis* E. Leb. и байосские спорово-пыльцевые комплексы. На основании этих данных подсвита относится к байосу. Мощность ее колеблется от 60 до 320 м.

Верхняя подсвита представлена песчаниками, алевролитами, чередующимися с аргиллитоподобными глинами. По всему разрезу подсвиты выявлены довольно обильные отпечатки листовой флоры: *Coniopteris snigirevskae* Tesl., *Lobifolia* cf. *lobifolia* (Phill.) Ras. et Leb., *Ixostrobus heeri* Pryn. и другие спорово-пыльцевые комплексы байоса–бата, бата и бата–келловей. На Новопортовской площади в верхах подсвиты обнаружены батский *Recurvoides anabarenensis* и нижнекелловейский *Ammodiscus uglicus* комплексы фораминифер. На основании этих данных верхняя подсвита относится к верхам байосского, батскому ярусам и самым низам нижнекелловейского подъяруса. Мощность верхнетюменской подсвиты – 120–220 м. К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт Т.

Мощность свиты – до 780 м.

Леонтьевская свита (J_2ln) выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.) в разрезе скв. Малохетская 10 (R-45) в интервале 1629–1736 м. Разрез представлен аргиллитоподобными глинами темно-серыми, зеленовато-серыми тонкоотмученными, с редкими прослоями и пластами алевролитов и глинистых песчаников. Для пород свиты характерны флюидальные текстуры, конкреции сидерита, пирита. Байосский возраст пород установлен по комплексам фораминифер *Trochammina praesquamata*–*Marginulina septentrionalis*, двустворкам *Meleagrinnella decussata* Goldf., *Tan-*

credia subtilis Lah. и спорово-пыльцевым комплексам. Мощность свиты – до 450 м.

Малышевская свита (J_2ml) выделена Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. (1968 г.). Стратотип ее принят по разрезу скв. Малохетская-10 (R-45) в интервале глубин 1470–1629 м. Разрез представлен песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитоподобных глин и пропластками каменных углей. Песчаники светло-серые, почти белые, интенсивно каолинизированные, прослоями известковистые. В алевролитах и глинах отмечены ходы илоедов, выполненные песчаным материалом, многочисленные обугленные растительные остатки, корни растений, линзы углей. На западе в ее составе выделяются пласты ЮЯ₂–ЮЯ₄, на востоке – ЮЕ₂–ЮЕ₄. К кровле свиты приурочен опорный сейсмический отражающий горизонт Т.

Отложения малышевской свиты бедны фаунистическими остатками. Единственный аммонит *Cranocephalites* (?) sp. indet. и обедненный комплекс фораминифер *Recurvoides anabarensis*–*Globulina praecircumphlua* свидетельствуют о байос-батском возрасте вмещающих пород. На основании этих данных и по положению в разрезе малышевская свита относится к верхам байоса–низам верхнего бата. Мощность свиты в прогибах – до 400 м.

Точинская свита ($J_2tč$) выделена в 1966 г. Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой и др. со стратотипом по разрезу скв. Малохетская 10 в интервале 1425–1470 м, распространена в Тазо-Хетском СФР, где залегает на отложениях тюменской свиты. Свита представлена аргиллитоподобными глинами темно-серыми, иногда с буроватым оттенком, преимущественно алевролитистыми, в средней и верхней частях толщи нередко с прослоями алевролитов и песчаников, количество которых возрастает к обрамлению и в сводовых частях высокоамплитудных поднятий. В основании подразделения выделяется базальный горизонт, представленный слабоотсортированными песчаниками и алевропелитами, обособляемыми в пласт Ю₂₀.

Свита охарактеризована только келловейской фауной, среди которой установлены нижнекелловейские аммониты *Cadoceras* (? *Arcticoceras*) sp. indet. и верхнекелловейские *Longaeviceras* cf. *nikitini* (Sok.), *L. stenolobum* (Sok.), *L. cf. novosemelicum* (Bod.), комплексы фораминифер *Kutsevella memorabilis*–*Ammobaculites borealis* (нижний келловей), *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi* (средний, верхний келловей). В отдельных случаях определены келловей-оксфордские спорово-пыльцевые спектры. На основании этих данных и учитывая положение в разрезе свита относится к келловей – низам оксфорда. По своему стратиграфическому положению она близка к нижневасюганской подсвите.

Мощность точинской свиты – до 80 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ ЮРЫ

По схеме районирования келловей-верхнеюрских отложений изучаемая территория относится к Фроловско-Тамбейскому, Гыданскому и Тазо-Хетскому фациальным районам. В Фроловско-Тамбейском районе отложения представлены абалакской свитой; в Харампур-Енисейском – васюганской свитой.

Абалакская свита (J_{2-3ab}) выделена П. Ф. Ли в 1959 г. по разрезам скважин Абалакской площади. Свита представлена аргиллитоподобными глинами темно-серыми, преимущественно тонкоотмученными, в разной степени глауконитовыми; в нижней половине обычно слабослюдистыми, а в верхней – преимущественно тонкоотмученными разностями. По всему разрезу свиты отмечаются пиритовые стяжения, глинисто-карбонатные конкреции. Для верхней части характерны прослой слабобитуминозных глин.

Возраст свиты обоснован находками остатков аммонитов западнее изучаемой территории (лист R-42), слои с *Cadoceratinae* в скв. 33 Нейтинской площади, интервал глубин 2716–2731 м; зона *Longaeviceras keyserlingi* (Sokolov) в скв. 27 Нейтинской площади, интервал глубин 2566–2580 м и скв. 5 Южно-Тамбейской площади, интервал глубин 3435–3450 м). На рассматриваемой территории свита слабо охарактеризована палеонтологически. В единичных разрезах установлены верхнекелловсйские аммониты: *Eboraciceras* cf. *nikolaevi* (Bodyl.) и комплекс фораминифер *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi*, свойственный для среднего и верхнего келловаея. У верхнего контакта определен кимеридж-волжский комплекс фораминифер *Tolypammina virgule*–*Planularia pressula*.

Мощность свиты – до 55 м.

Сиговская свита (J_{2-3sg}) выделена в 1966 г. Н. И. Байбородских, А. А. Булыниковой и Н. Х. Кулахметовым. Распространена в Тазо-Хетском СФР. Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская 1 в интервале 1240–1315 м. Свита представлена песчаниками и алевролитами серыми, зеленовато-серыми, в разной степени глауконитовыми с прослоями аргиллитоподобных глин, темно-серых до серых, в верхней части с зеленоватым, в нижней – с буроватым оттенком. Проницаемые пласты индексируются СГ₁–СГ₇.

Свита неплохо охарактеризована палеонтологически. В ее образованиях установлены оксфордские и нижнекимериджские аммониты *Cardioceras* (*Cardioceras*) *cordatum* (Sowerty), *C. (C.) jacuticum* Pavlov, *Amoeboceras* (*Amoeboceras*) cf. *alternoides* (Nikitin), *A. (A.) alternans* (Buch), *A. (Prionodoceras)* sp., *A. (Amoebites)* sp., ниже- и верхнеоксфордские комплексы фораминифер, келловей-оксфордские спорово-пыльцевые спектры. На основании этих данных и учитывая положение в разрезе, свита датируется поздним келловеем–ранним кимериджем.

Мощность свиты меняется от 20 до 100 м.

ЮРСКАЯ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ ЮРЫ – НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛА

Отложения этого возрастного среза в Легенде Западно-Сибирской серии включены в схемы районирования келловей-верхнеюрских отложений. Согласно схеме районирования, в Фроловско-Тамбейском районе отложения представлены баженовской свитой; в Гыданском СФР – гольчихинской свитой; в Тазо-Хетском – яновстанской свитой.

Гольчихинская свита (J_2-K_1gl) выделена В. И. Кислухиным в 1983 г., в 1986 г. этим же автором предложен стратотип свиты по разрезу скв. Дерябинская 5, в интервале 2937–3312 м. Разрез представлен аргиллитоподобными глинами, темно-серыми до серых, иногда со слабым буровато-коричневатым, в средней части зеленоватым оттенком от тонкоотмученных до алевритовых, прослоями битуминозных, у внешнего контура – с прослоями глинистых алевролитов. В нижней половине свиты отмечены многочисленные стяжения пирита, растительный детрит (аттрит), ядра двустворок, роостры белемнитов, отпечатки аммонитов, среди которых многочисленны келловейские формы, полностью характеризующие ярус: *Pseudocadoceras* sp., *Cadoceratinae* (? *Cadoceras* sp. juv.), *Kepleritinae* gen. et sp. indet., *Quenstedtoceras* (*Soaniceras*) sp. indet.; отмечаются верхнетитонские *Craspedites* sp. indet. В средней части подразделения обнаружен комплект фораминифер *Tolypamina virgule*–*Planularia pressula*. Исходя из этих данных и учитывая положение в разрезе, гольчихинская свита относится к верхам бата – низам бореального берриаса. К кровле свиты приурочен опорный сейсмический отражающий горизонт Б. Мощность – до 500 м.

Баженовская свита ($J_3-K_1b\check{z}$) выделена Ф. Г. Гурари в качестве пачки марьяновской свиты. В 1967 г. на МРСС-67 переведена в ранг свиты. Лектостратотипом считается разрез скв. Сарагатская 2 в интервале 2503–2530 м.

Разрез представлен черными и буровато-черными битуминозными аргиллитами, массивными и тонкоплитчатыми, с прослоями рыхлых листоватых разностей, иногда с пропластками радиоляритов и глинистых известняков, образующих двух-, чаще трехчленное строение свиты. В породах встречаются стяжения пирита, онихиты, остатки рыб, отпечатки двустворчатых и головоногих моллюсков, роостры белемнитов. На рассматриваемой территории баженовская свита палеонтологически не охарактеризована, но несколько южнее, на сопредельной части Уренгойского и Надымского районов, в аналогичных образованиях обнаружено достаточно много ископаемых органических остатков. В основании битуминозных отложений найдены верхнекемериджские аммониты *Aulacostephanus* s. str., выше по разрезу установлены характерные для среднетитонского подъяруса *Dorsoplanites* sp. и верхнетитонские *Craspedites* sp., а в самых верхах подразделения в единичных разрезах определены аммониты, указывающие на низы берриаса. Кроме аммонитов здесь установлены редкие комплексы фораминифер с угнетенными формами, часто встречаемые в ниже-среднетитонских отложениях. На основании этих данных баженовская свита описываемого участка относится к верхам кимемериджского (частично) – титонскому ярусам и самым низам берриаса.

К кровле баженовской свиты приурочен основной отражающий горизонт Б. Мощность свиты – до 70 м. Как нефтегазоносный объект она получила индекс Ю₀.

Яновстанская свита (J_3-K_1jas) развита в Тазо-Хетском районе. Выделена в 1965 г. А. А. Булытниковой, Н. И. Байбородских, А. Н. Резаповым и др. со стратотипом в Туруханской опорной скважине в интервале глубин 2260–2332 м (Q-45). Свита представлена переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников от серых до темно-серых, серовато-зеленых и зеленовато-серых. Породы известковистые с обломками и раковинами пеллеципод, реже с

рострами белемнитов, лингулами, аммонитами и проблематичными остатками червей. В нижней части породы слюдистые, с углистой растительной сечкой в прослоях песчаников. Охарактеризована аммонитами кимериджа, титонского и берриасского ярусов, двустворчатыми моллюсками и комплексами фораминифер.

Мощность свиты – до 240 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы представлены сложным полифациальным комплексом терригенных пород, мощность которого в прогибах и впадинах достигает 4 км, и имеют трехчленное деление, соответствующее определенным этапам седиментации и совпадающее с основными нефтегазоносными комплексами. Каждый из них имеет специфические черты, свой набор фаций. Отложения каждого из этапов относятся к определенным надгоризонтам, по которым на МРСС-90 были приняты свои региональные стратиграфические схемы: берриас–низы апта, апт–альб–сеноман, верхний мел (без сеномана).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Берриасский–аптский ярусы

Берриас-нижнеаптские образования формировались в условиях регрессии, с убыванием вверх по разрезу глинистых пород, с одновременным увеличением доли континентальных образований. Неоком рассматриваемой территории изучен слабо, выделение отдельных пачек, групп пластов и их соотношение со своими эквивалентами во многом условно.

В соответствии с районированием, отложения изучаемой территории относятся к Ямальско-Гыданскому, Уренгойско-Пурпейскому, Притаймырскому и Малохетскому фациальному районам.

В Ямальско-Гыданском СФР выделены ахская и танопчинская свиты, в Уренгойско-Пурпейском – сортымская и тангаловская свиты, в Притаймырском – шуратовская, байкаловская и малохетская свиты, в Малохетском – нижнехетская, сухоудинская и малохетская свиты.

Берриасский–валанжинский ярусы

Нижнехетская свита (K_{nh}) выделена Н. И. Байбородских и др. в 1968 г. Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская 10 (R-45), в интервале 690–855 м. Свита сложена аргиллитоподобными глинами серыми до темно-серых с зеленоватым или голубоватым оттенком с пластами алевролитов и песчаников. Мощность алевроито-песчаных образований изменяется от нескольких сантиметров до 35 м. Песчаники светло-серые и зеленовато-серые мелкозернистые, часто с галькой сидеритизированных глин, иногда известковистые. Проницаемые пласты (HX_1 – HX_6) не выдержаны по площади и разрезу, их количество возрастает в верхней половине свиты. В породах встреча-

ются пиритизированные растительные остатки, ходы илоедов, стяжения пирита, реже сидерита.

Свита хорошо охарактеризована палеонтологически за счет находок остатков аммонитов, двустворок и фораминифер. В нижней части установлен аммонит *Surites* cf. *spasskensis* (Nik.), характерный для третьей зоны бореального берриаса, двустворки *Buchia* ex gr. *volgensis* (Lah.), встречаемые во всех частях берриасского яруса, и полный набор берриасских комплексов фораминифер. Фораминиферовая ассоциация *Valanginella tatarica* охватывает верхнюю часть берриаса и низы нижневаланжинского подъяруса. Аммониты *Siberiptychites* cf. *stubendorffi* (Schmidt), *Temnoptychites* cf. *syzranicus* указывают на нижнюю зону нижнего валанжина. На основании этих данных нижнехетская свита датируется берриасом–ранним валанжином. Мощность ее колеблется от 50 до 600 м.

Сортымская свита (K₁Sr) выделена в 1981 г. на Сургутском своде со стратотипом по скв. Мамонтовская 241, в интервале 2352–2852 м. Повсеместно она имеет пятичленное строение, но в пределах описываемой территории изучена слабо.

В основании свиты залегает подачимовская толща мощностью от 7 до 30 м, представленная темно-серыми аргиллитоподобными глинами с горизонтальной микрослоистостью. В отдельных прослоях глины слабобитуминозные. В глинах обнаружен комплекс фораминифер *Trochammina polymera*, указывающий на их позднеберриасский возраст. В верхней половине толщи установлены нижневаланжинские аммониты *Neotollia* aff. *maimetschensis* Schulgina. Поверхность толщи скользящая, смещается вверх вниз относительно границы берриаса и валанжина.

Выше выделяется ачимовская толща, представленная песчаниками, алеврититами, часто карбонатными, с прослоями аргиллитоподобных глин. Песчаники светло-серые, преимущественно мелкозернистые со значительной долей алевритового материала, массивные, слоистые. Слоистость горизонтальная и косая, как правило, слабовыраженная, обусловленная растительным детритом и слюдистым материалом.

Ачимовская толща развита довольно широко, она входит в состав нескольких свит. Проницаемые породы образуют линзообразные тела разной протяженности, которые часто замещаются или сливаются друг с другом. В геологическом разрезе песчано-алевритовые линзы имеют слабый наклон в сторону центра бассейна седиментации. В западном направлении происходит наращивание стратиграфического объема толщи за счет появления новых линз алевритов в ее верхней части, но точный возрастной предел их неясен, поэтому верхняя граница толщи показана со знаком вопроса. Сложным и далеко не однозначным остается соотношение пластов ачимовской толщи. Поэтому на совещании по корреляции пластов в 1981 г. решено было их индексировать как Ач со своим цифровым обозначением сверху вниз для каждой площади.

В пределах Уренгойского района в составе ачимовской толщи обнаружены аммониты, указывающие на нижнюю зону нижнего валанжина. Мощность толщи достигает 190 м.

Ачимовские образования повсеместно перекрываются глинистой толщей, основу которой составляют глины аргиллитоподобные, серые и темно-серые, от тонкоотмученных до алевроитовых, с разнообразными типами слоистости, обусловленными алевроитовым материалом. Вдоль слоистости отмечается обильный растительный детрит (аттрит). На востоке, вблизи перехода к нижнехетской и суходудинской свитам появляются пласты песчаников, которые обычно индексируются БУ₂₀–БУ₂₁.

С востока на запад происходит омоложение толщи, но судя по находкам аммонитов на сопредельных территориях *Menjaites* sp. и комплексам фораминифер *Trochammina sibirica*–*Tr. gyroidiniformis* это происходит в пределах раннего валанжина. Мощность достигает 700 м.

В верхней части свиты выделяется песчано-глинистая толща, представленная серыми песчаниками, алевролитами и разделяющими их глинами аргиллитоподобными, серыми и темно-серыми тонкоотмученными и алевроитовыми, разнообразно слоистыми с ходами илоедов. Характерен обугленный растительный аттрит, скопление остатков криноидей. В составе толщи выделяются пласты БУ₁₀–БУ₁₉. В западном направлении происходит постепенное замещение песчаных пластов, начиная с нижних, с одновременным понижением их гипсометрического положения вследствие недокомпенсации. Среди пород толщи определены ранневаланжинские аммониты *Temhoptychites* sp., *Temhoptychites (Costamenjaites)* sp., *Costamenjaites* sp. indel. и комплекс фораминифер *Trochammina sibirica*–*Trochammina gyroidiniformis*. Мощность ее достигает 500 м.

Завершает разрез сортымской свиты пачка темно-серых, реже серых аргиллитоподобных глин, тонкоотмученных до алевроитовых, иногда слоистых. Слоистость преимущественно горизонтальная, подчеркнутая алевроитовым материалом и растительным детритом (аттритом). Отмечаются единичные маломощные прослои глинистых песчаников. Мощность пачки – 30–40 м. По аналогии с Сургутским районом, где расположен стратотип свиты, за пачкой сохранено название чеускинской.

Сортымская свита, на основании приведенных данных и положения в разрезе, датируется берриасом–ранним валанжином. Мощность ее достигает 1000 м. На севере и западе она смыкается с нижней частью ахской, а на востоке – с нижнехетской и частью суходудинской свит.

Берриасский–валанжинский–готеривский ярусы

Ахская свита (*Kah*) выделена П. Ф. Ли в 1959 г. со стратотипом по Уватской опорной скв. 1 ОП в интервале 2100–2720 м. Она согласно залегает на баженовской и гольчихинской свитах. В основании свиты обособляется подачимовская толща (10–20 м), представленная темно-серыми аргиллитоподобными глинами, микрослоистыми, иногда с прослоями слабобитуминозных разностей. Перекрывается она ачимовской толщей, сложенной серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями уплотненных глин. Мощность ее довольно сильно меняется, достигая 150 м.

Выше ачимовских образований залегает толща, основу которой составляют серые и темно-серые аргиллитоподобные глины от тонкоотмученных до

алевроитовых с подчиненными линзообразными пластами серых алевролитов и песчаников, неравномерно распределенных по разрезу. Среди пород встречается растительный детрит (аттрит), водоросли, по которым иногда развиты пирит, сидерит. Мощность достигает 580 м.

В северном направлении ачимовские и часть вышележащих песчаных пластов замещаются глинами, в результате чего существенным образом ухудшается контрастность разрезов и надежность их расчленения.

Эта толща перекрывается темно-серыми аргиллитоподобными глинами (до 60 м), которые условно относятся к пимской пачке. Выше залегают отложения, идентичные подстилающим образованиям. Мощность этой части разреза – до 100 м.

Венчает свиту арктическая пачка, представленная темно-серыми, реже серыми аргиллитоподобными глинами, преимущественно тенкоотмученными, мощностью 18–30 м.

На основании палеонтологических данных возраст ахской свиты определяется как берриас-раннеготеривский. Мощность ее колеблется от 570 до 860 м.

Шуратовская свита (K_4sr) выделена в 1991 г. Стратотип ее принят по разрезу скв. Южно-Носковская 318 в интервале 2628–3720 м. Сложена сероцветными алевролитами и глинами с пачками и прослоями песчаников. На ряде площадей в основании разреза залегает сложнопостроенная глинисто-алевроито-песчаная толща, аналогичная ачимовской толще Западной Сибири, для которой характерно дискретное развитие песчаных пород, слагающих литологически ограниченные тела. Выше этой толщи и наряду с ней залегают алевроито-глинистые породы, которые к кровле свиты постепенно сменяются более грубыми их разностями.

В нижней части свиты установлены аммониты и двустворки: *Subcraspedites (Borealites)* sp., *Buchia* ex gr. *unschensis* (Pavl.), *Inoceramus* sp., свойственные для нижней части бореального берриаса. В средней части подразделения обнаружены аммониты, характерные для нижнего валанжина: ? *Siberiptychites* (? *Astieriptychites*) sp. indet., *S.* cf. *stubendorffi* (Schmidt), *Temnoptychites* (?) sp. indet., и сопровождающие их двустворки *Buchia* cf. *keyserlingi* (Tr.). Эти данные позволили отнести свиту к берриасу–низам готерива.

Строение, объем и возраст шуратовской свиты непостоянны. Верхняя граница свиты является скользящей в диапазоне от верхов валанжина до верхов нижнего готерива(?). Нижняя граница, возможно, также испытывает возрастные колебания, но это требует уточнений. Мощность свиты – до 1030 м.

Валанжинский–готеривский ярусы

Суходудинская свита (K_4sd) выделена Н. И. Байбородских и др. (1968 г.). Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская 10-Р на Малохетском поднятии в интервале 389–690 м. На рассматриваемой территории развития согласно залегает на нижнехетских образованиях. Свита представлена полифациальным комплексом пород и делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (300–650 м) имеет двучленное деление: пачка 1 (соленинская) и пачка 2 (пеляткинская).

Соленинская пачка (280–550 м) представлена серыми, зеленовато-серыми песчаниками с прослоями серых и темно-серых аргиллитоподобных глин. Среди пород отмечается растительный детрит, по которому иногда развит пирит. Выделяемые здесь песчаные пласты получили индексы СД₃–СД₁₁.

Пеляткинская пачка (20–100 м) сложена темно-серыми, серыми аргиллитоподобными глинами, от тонкоотмученных до алевритовых, с прослоями серых песчаников, выделяемых в пласты СД₁–СД₂.

Верхняя подсвета представлена чередованием серых песчаных алевролитов и серых, темно-серых, иногда с буроватым оттенком глин, с редкими пропластками углей, отмечаемых в основном в верхней части разреза. Мощность ее изменяется от 200 до 400 м.

Отложения свиты палеонтологически охарактеризованы слабо. Практически во всех частях ее разреза обнаружены редкие, обедненные комплексы фораминифер *Ammobaculites orbatus*, *Trochammmina gyroidinaeformis* и *Cribrorostomoides concavoides*, довольно широкого стратиграфического диапазона: валанжин–готерив. В верхней части встречена *Buchia* ex gr. *sublaevis* (Keys.), характерная для верхов валанжина–низов готерива, и спорово-пыльцевые комплексы валанжина и валанжина–готерива. На основании этих данных и корреляции с сопредельными районами свита относится к валанжинскому–самым низам готеривского яруса. Кровля ее скользящая. Мощность свиты – до 800 м.

Байкаловская свита (*K₁bk*) выделена в 1990 г. Д. П. Куликовым. В качестве стратотипа принят разрез скв. Южно-Носковская 318, в интервале 1968–2628 м.

Свита делится на две разновеликие части. Нижняя представлена ритмичным чередованием серых алевролитов и песчаников с пачками буровато-серых глин, с редкими маломощными прослоями угля. Мощность ее достигает 725 м.

В верхней части свиты залегает пачка глин серых до темно-серых и буроватых алевролитов мощностью до 60 м. Верхняя граница скользящая и отчасти условная. Ее положение меняется в пределах готерива. Готеривский возраст свиты установлен весьма условно по спорово-пыльцевым комплексам. Мощность – до 1525 м.

Валанжинский–готеривский–барремский–аптский ярусы

Тангаловская свита (*K₁tg*) выделена Ю. В. Брадучаном в 1985 г. Залегает согласно на подстилающих породах. Представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин как морского, так и континентального генезиса. Причем объем последних вверх по разрезу возрастает. Среди глинистых разностей отложений встречаются единичные маломощные прослои блеклых зеленоцветов. В основном же породы сероцветные с корневыми растительными остатками. По степени концентрации песчаных пластов и разделяющих их глинистых покрывшек свита делится на три подсветы.

Нижняя подсвета делится на две разновеликие пачки: нижняя – пачка 1 и верхняя – пачка 2 (или пачка шоколадных глин). Мощность подсветы – 130–175 м.

Средняя подсвита – это сложнопостроенный стратон, который в одних случаях делится на три, в других – на четыре части, в стратиграфической схеме 1990 г. показанные в ранге пачек. Мощность подсвиты – 170–280 м.

Верхняя подсвита на более мелкие стратоны не подразделяется, мощность верхней подсвиты – 300–400 м.

Валанжин-раннеаптский возраст тангаловских образований определяется находками аммонитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер и палинокомплексов. В районе пласта БУ₈⁰ установлен аммонит *Dichotomites (Praehomolomites)* sp., встречающийся в нижней половине верхнего валанжина. Среди сероцветных прослоев верхов пачки шоколадных глин найден аммонит *Dichotomites (Homolomites)* sp. indet., характерный для верхов верхнего валанжина. В пласте БУ₇ встречен готеривский комплекс двустворчатых моллюсков *Buchia* aff. *keyserlingi* (Traut.), *B. ex gr. sublaevis* (Keys.), *B. cf. sublaevis* (Keys.). К кровле свиты приурочен опорный сейсмический отражающий горизонт М. Мощность свиты – до 900 м.

Готеривский–барремский–аптский ярусы

Малохетская свита (К₁ml) выделена В. Н. Саксом, З. З. Ронкиной в 1957 г. Стратотип ее установлен в разрезе скв. Малохетская 1 в интервале 383–698 м. Представлена в основном песками и песчаниками буровато-серыми, светло-серыми каолинизированными, с малопротяженными прослоями и пластами серых алевролитов и зеленовато-бурых, реже черных углестых глин. В основании свиты, как правило, залегают пласты гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Отличительной особенностью малохетской свиты является наличие в ее составе многочисленных маломощных прослоев и линз углей, обугленных растительных остатков, конкреций глинистого сидерита, окатышей глин.

В составе свиты установлены валанжин-готеривские, готерив-барремские и аптские спорово-пыльцевые комплексы. На основании этих данных и по положению в разрезе возраст свиты определен как готерив–ранний апт. Подшоша ее скользящая, омоложение происходит в северном направлении, при этом фациальные замещения носят многоступенчатый характер. К кровле свиты приурочен опорный сейсмический отражающий горизонт М. Мощность свиты изменяется до 420 м.

Танопчинская свита (К₁tn) выделена в 1965 г. Ю. Н. Карагодиным по разрезу скв. Танопчинская 2, залегающей согласно на породах ахской свиты. Наиболее полно она изучена в западной части п-ова Ямал. По литологическим особенностям свита подразделяется на три части.

Нижняя (200–300 м) представлена неравномерным чередованием серых глин, преимущественно алевролитовых, с песчаниками и уплотненными серыми песками. В верхней части отмечаются пласты углей. Породы обогащены растительным детритом, обломками углефицированной древесины, отмечаются редкие конкреции сидерита. Проницаемые отложения обособлены в пласты ТП₁₇–ТП₂₆. Из серых алевролитистых глин в основании свиты выделены комплексы фораминифер *Miliammina* sp. и *Globulina tubifera*, относящиеся к верхней части нижнеготеривского подъяруса. Кроме того, здесь установлены

нижнеготеривские и готерив-барремские спорово-пыльцевые комплексы, на основании чего нижняя часть таношчинской свиты датируется готеривом-барремом.

В средней части свиты обособляется нейтинская пачка (40–80 м). Она сложена глинами серыми до темно-серых, преимущественно алевритовыми с подчиненными пластами серых песчаников, уплотненных песков и алевролитов (пласты ТП₁₄–ТП₁₆). Для пород характерен растительный детрит, отмечаются сидеритовые конкреции. Пачка охарактеризована в одних случаях готерив-барремскими и аптскими спорово-пыльцевыми комплексами, в других – только аптскими спектрами. Объясняется это скользящими границами пачки, но каких-либо определенных закономерностей по омоложению или ее одревнению пока не выявлено. К кровле нейтинской пачки приурочен сейсмический отражающий горизонт М.

Верхняя часть таношчинской свиты представлена теми же образованиями, что и нижняя. В ее составе выделяются пласты ТП₁–ТП₁₃. По всему разрезу устанавливаются аптские спорово-пыльцевые комплексы, на основании чего она и относится к апту. Мощность этой части разреза достигает 450 м. Свита охватывает стратиграфический диапазон от готерива до апта включительно. К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт М'. Мощность свиты – до 830 м.

Аптский-альбский ярусы

В соответствии с районированием апт-альб-сеноманских отложений изучаемая территория относится к Полууйско-Ямало-Гыданскому, Омско-Уренгойскому и Усть-Енисейскому фаціальным районам.

В Полууйско-Ямало-Гыданском СФР выделены яронгская и марресалинская свиты, в Омско-Уренгойском – покурская свита, в Усть-Енисейском – яковлевская и долганская свиты.

Яковлевская свита (K_{1jak}) впервые описана В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. по р. Яковлевка, притоку р. Енисей. Стратотип свиты установлен в разрезе скв. Яковлевская 1-Р в интервале 752–1310 м, где она согласно залегает на малохетской свите.

Разрез сложен серыми, буровато-серыми, иногда черными углистыми глинами и серыми алевролитами с подчиненными пачками и пластами светло-серых рыхлых песков и песчаников. Породы образуют неравномерное переслаивание. При этом количество песчаного материала возрастает в юго-восточном направлении. Отличительной особенностью свиты является наличие в породах многочисленных обугленных растительных остатков, появление пластов бурого угля, иногда мощностью до 6 м, обычно приуроченных к алеврито-глинистым отложениям. В песчаных разностях пород встречаются рассеянная галька и гравийные зерна кварца, прослои известковистых песчаников. Свита имеет согласные границы, но, видимо, они испытывают некоторое возрастное скольжение вследствие их опесчанивания.

По всему разрезу свиты определены спорово-пыльцевые комплексы, которые указывают на аптский, апт-альбский и альбский возрасты вмещающих пород. В верхах стратона установлен комплекс фораминифер *Ammobaculites*

fragmentarius, свойственный нижнему и среднему альбу. Здесь же встречен *Inoceramus* sp. На основании этих данных, свита относится к апту–альбу. Мощность – до 570 м.

Яронгская свита (*K₁jar*) выделена в 1975 г. Н. Х. Кулахметовым, Ю. В. Брадучаном, М. И. Мишульским со стратотипом по разрезу Новопортовской скв. 59 в интервале 867–1010 м. Представлена глинами темно-серыми, серыми, прослоями аргиллитоподобными, от тонкоотмученных до алевритовых, участками биотурбированными, с пластами серых алевролитов и песчаников, получивших индексы ХМ₆–ХМ₁₀, ТП₀. В основании песчаники слабоотсортированные, с глауконитом. Среди пород встречается растительный детрит, остатки двустворок, пиритизированные водоросли неясного систематического состава. Свита охарактеризована комплексом фораминифер *Ammobaculites fragmentarius*, характерным для нижнего и среднего альба, и альбскими спорово-пылевыми спектрами. На основании этих данных и по положению в разрезе яронгская свита отнесена к нижнему и среднему подъярусам альба. Верхняя граница ее на части территории скользящая с одревнением в восточном направлении. Мощность свиты изменяется от 120 до 340 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Аптский–альбский–сеноманский ярусы

Покурская свита (*K₁₋₂pk*) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. с лектостратотипом по разрезу Покурской опорной скважины. Согласно залегают на тангаловской и малохетской свитах и трансгрессивно перекрывается кузнецовской. На всей территории своего распространения с определенной долей условности делится на три части. Иногда их называют подсвитами или толщами.

Нижняя часть представлена песчаниками светло-серыми, реже серыми, в отдельных прослоях с зеленоватым оттенком, часто каолинизированными, чередующимися в сложном сочетании с глинами, алевролитами темно-серыми, серыми, зеленовато-буровато-серыми; породы с разнообразными типами слоистости. Практически повсеместно присутствуют растительный детрит, остатки растений, углистые прослои, вплоть до маломощных пластов углей. Отмечаются пирит, стяжения сидерита, окатыши глин. К этой части разреза относятся пласты ПК₁₇–ПК₂₂. Мощность достигает 320 м.

В нижней части покурской свиты встречены аптские и апт-альбские спорово-пыльцевые комплексы, на основании которых и по положению в разрезе она относится к среднему и верхнему апту.

Средней части покурской свиты свойственны крупные пачки глин, глинистых алевролитов, иногда углистых, преимущественно темно-серого цвета, в единичных прослоях с зеленоватым, буроватым оттенком, чередующиеся в сложном сочетании с песчаниками серыми, светло-серыми, иногда каолинизированными, с окатышами глин в основании отдельных пластов. Породы преимущественно горизонтальнослоистые, слоистость косая и волнистая встречается редко. Для этих отложений характерны растительный детрит, остатки растений, сидерит, единичные пласты маломощных бурых углей.

Проницаемые пласты индексируются ПК₇–ПК₁₆. В этой части разреза, мощностью до 380 м, определены апт-альбские и альбские спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие с учетом положения в разрезе относить ее с определенной долей условности к альбскому ярусу, а по ее поверхности трассировать границу нижнего и верхнего отделов меловой системы.

Верхняя часть покурской свиты представлена уплотненными песками, песчаниками серыми, зеленовато-серыми, алевролитами тех же цветов и глинами алевролитистыми, темно-серыми до серых, нередко углистыми. Отмечаются прослои ракушников, гравелитов и конгломератов. По всему разрезу отмечаются растительный детрит, обрывки растений. Проницаемые пласты индексируются ПК₁–ПК₆. С кровлей свиты связан отражающий горизонт Г (кровля пласта ПК₁). На основании сеноманских, альб-сеноманских спорово-пыльцевых спектров и по положению в разрезе эта часть разреза (200–300 м) датируется сеноманским веком. К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт Г.

Мощность покурской свиты – от 790 до 1000 м.

Альбский–сеноманский ярусы

Долганская свита (K_{1-2dl}) выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом по разрезу скв. Долганская 117-К в интервале 227–502 м. Она согласно залегает на яковлевской свите и трансгрессивно перекрывается отложениями дорожковской свиты. Долганская свита представлена песками, песчаниками серыми, зеленовато-серыми с подчиненными прослоями буровато-серых глин, тяготеющих к верхней части подразделения. Для пород обычны намывы растительного детрита, обломки лигнитизированной древесины, линзы сидерита, отмечаются зерна янтаря. Нижняя часть свиты охарактеризована альбскими спорово-пыльцевыми комплексами, аналогичными комплексам из верхов яковлевских образований. В верхней половине рассматриваемого подразделения обнаружены спорово-пыльцевые спектры, типичные для сеномана. На основании этих данных и с учетом положения в разрезе долганская свита относится к альбу–сеноману. Подошва ее проведена внутри среднеальбекого подъяруса с определенной долей условности. К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт Г. Мощность свиты достигает 570 м.

Марресалинская свита (K_{1-2mr}) выделена в 1975 г. Н. Х. Кулачевым, Ю. В. Брадучаном, М. И. Мишульским со стратотипом по разрезу скв. Новопортовская 59, в интервале 496–867 м. Для свиты характерны сероцветные алевролиты, уплотненные пески, в нижней части – песчаник с прослоями и линзами буровато-серых алевролитовых глин. По всему разрезу отмечаются растительный детрит, обрывки листовой флоры. В составе свиты выделяются пласты ПК₁–ПК₁₀. Отражающий горизонт Г приурочен к ее кровле (кровля пласта ПК₁). Палеонтологический охарактеризован только верхняя часть разреза, где встречен комплекс фораминифер *Trochammina wetteri*, указывающий на верхи сеномана–низы турона, и определены достаточно многочисленные спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о сеноманском возрасте вмещающих образований. На основании этих данных и положе-

нию в разрезе считается, что свита охватывает верхнеальбский подъярус–сеноманский ярус, хотя существует мнение о более низком уровне ее подошвы. К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт Г. Мощность свиты достигает 500 м.

Верхний отдел (без сеноманского яруса)

В начале туронского века началась одна из крупнейших трансгрессий в геологической истории Западной Сибири. Море охватило территорию свыше 2 млн км² и в дальнейшем формирование поздне меловых образований происходило в условиях расширяющегося морского бассейна. Поэтому доля отложений морского генезиса в составе рассматриваемого стратиграфического интервала велика. Во всяком случае, в пределах описываемой территории верхний мел представлен образованиями, сформировавшимися в условиях морской седиментации. Весь этот комплекс пород объединен в единый дербышинский надгоризонт, выделенный на основе одноименной серии, предложенной в 1956 г. Н. Н. Ростовцевым.

В соответствии с районированием верхнемеловых (без сеномана) отложений изучаемая территория относится к Ямало-Тюменскому, Тазовскому и Усть-Енисейскому фациальным районам.

К Ямало-Тюменскому СФР отнесены кузнецовская, березовская и ганькинская свиты, к Тазовскому – кузнецовская, часельская и танамская свиты, к Усть-Енисейскому – дорожковская, насоновская, салпадинская, танамская и кэтпарская свиты.

Туронский–коньякский ярусы

Дорожковская свита (K_2dr) выделена А. А. Булытниковой, Н. И. Байбородских и А. Н. Резаповым со стратотипом по разрезу колонковой скв. 23-К, пробуренной в районе оз. Дорожкава, в инт. 250–365 м. Она трансгрессивно залегает на долганских и покурских образованиях и имеет верхний согласный контакт. Свита представлена глинами и глинистыми алевролитами зеленовато- и буровато-серого цветов, нередко с глауконитом, с подчиненными прослоями песков и песчаников мощностью до 1,5 м. В основании обособляется фосфатоносный горизонт. Свита хорошо охарактеризована палеонтологически. В ее составе обнаружены остатки моллюсков *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. cf. labiatus* Schloth, *Malletia nitens* (Schm.), *Falcynililus lanceolatus* (Sow.), *Placenticerias* sp., указывающие на раннетуронский возраст вмещающих пород. Вместе с ними определен комплекс фораминифер *Gaudryinopsis filiformis angusta*, охватывающий нижний–частично средний турон. На основании этих данных свита датируется ранним туроном. Мощность ее варьирует от 45 до 130 м.

Кузнецовская свита (K_2kz) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. со стратотипом по разрезу Кузнецовской опорной скважины в интервале 408–435 м. Она трансгрессивно залегает на марресалинской и покурской свитах и имеет очень плавный постепенный переход с перекрывающими отложениями

ми, что делает отбивку ее кровли затруднительной, следовательно, возможны ошибки в датировке подразделения.

Разрез представлен глинами серыми и зеленовато-серыми, преимущественно тонкоотмученными, в средней части алевроитовыми, с зернами глауконита. В нижней части отмечаются прослои слабобитуминозных разностей. Повсеместно в основании фиксируется базальный горизонт, сложенный песками и алевроитами слабоотсортированными с фосфатными стяжениями. По всему разрезу встречаются пиритизированные водоросли, ихтиодетрит.

На сопредельных площадях свита неплохо охарактеризована палеонтологически. В нижней ее части найдены *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth., зональный вид нижнетуронского подъяруса. Здесь же установлен в ряде пунктов комплекс фораминифер *Gaudryina filiformis angusta*, который на западе охватывает диапазон нижнетуронского подъяруса, а на востоке верхний предел его смещается в низы среднего подъяруса. Верхняя часть кузнецовской свиты охарактеризована комплексом фораминифер *Pseudoclavulina hastata hastata*, соответствующим среднему, верхнему турону и низам коньяка. На основании этих данных кузнецовская свита относится к турону–низам коньякского яруса. К кровле свиты приурочен отражающий горизонт С₄. Мощность свиты – до 130 м.

Туронский–коньякский–сантонский ярусы

Насоновская свита (К_{2ns}) выделена в 1969 г. Г. Н. Карцевой, З. З. Ронкиной и Е. П. Колокольцевой, стратотип ее установлен в разрезе скв. Большехетская 2-Е, в интервале 64–476 м. Свита подразделяется на пять пачек.

Нижняя – пачка 1 сложена глинами и алевроитами серыми, зеленовато-серыми, с прослоями светло-серых песков, с карбонатными конкрециями. В основании залегает фосфатный горизонт. Среди образований пачки определены многочисленные моллюски: *Inoceramus inaequalis* Schlut. *I. webster* Mant., *Heuericeras* (*Gardeniceras*) sp. и др.; динофлагеллаты с *Cyclonephelium vannophorum* и *Chatangiella spectabiles*. На основании этих данных пачка 1 отнесена к среднему–верхнему турону. Мощность ее – 70–100 м.

Пачка 2 характеризуется развитием серо-зеленых алевроитов и песков с глауконитом. В основании обособляется фосфатный горизонт. Она датируется ранним, частично средним коньяком на основе комплекса моллюсков, комплекса фораминифер и динофлагеллат. Мощность ее – 80–90 м.

Для *пачки 3* свойственны глины, алевроиты, пески серо-зеленые с глауконитом и карбонатными конкрециями, с фосфатным горизонтом в основании. Она охватывает верхнюю часть среднего и верхнеконьякский подъярус, что подтверждается находками моллюсков и комплекса фораминифер. Мощность – 30–40 м.

Пачка 4 представлена глинами серыми, буровато-серыми, иногда с зеленоватым оттенком и песками, с фосфатным горизонтом в основании. Датируется она ранним сантоном на основании находок моллюсков, комплекса фораминифер и динофлагеллат и спорово-пыльцевых спектров. Мощность ее – 50–160 м.

Пачка 5 завершает разрез насоновской свиты; это переслаивание серых, зеленовато-серых глин, алевроитов, песков с лептохлоритом. В основании пачки фиксируется фосфатный горизонт мощностью 0,6–1,2 м. Она относится к верхнему сантону на основании комплекса моллюсков, комплекса фораминифер, динофлагеллат и спорово-пыльцевых спектров. Мощность пачки колеблется от 15 до 100 м.

Богатый палеонтологический материал позволяет относить насоновскую свиту к среднему турону–сантону. Мощность ее достигает 450 м.

Коньякский–сантонский–кампанский ярусы

Березовская свита (K_2br) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. со стратотипом в разрезе Березовской опорной скважины, в интервале 237–405 м. Залегаet согласно с подстилающей кузнецовской и перекрывающей ганькинской свитами. Повсеместно четко подразделяется на две подсвиты. В целом для свиты характерны кремнистые образования.

Нижняя подсвита (100–120 м) представлена опоками серыми, голубовато-серыми и глинами серыми до темно-серых аргиллитоподобными, прослоями опокowymi, с редкими прослоями глинистых алевроитов и песков. В кровле подсвиты обособляется пачка темно-серых, почти черных кремнистых глин трещиноватых мощностью до 20 м. Это регионально прослеживаемый уровень, к которому приурочен отражающий горизонт С. Коньяк-сантонский возраст подсвиты определяется находками *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), комплексами фораминифер *Discorbis sibiricus*, *Ammobaculites dingus*–*Pseudoclavulina hastata admota*, *Pseudoclavulina hastata hastata*, комплексом радиолярий *Ommatodiscus mobilis* и спорово-пыльцевыми спектрами.

Верхняя подсвита (100–150 м) представлена глинами серыми, зеленовато-серыми, реже темно-серыми, от тонкоотмученных до слабоалевритистых, с редкими прослоями опокowych глин и опок. В породах встречаются тонкие слои и линзы алевроитового материала с глауконитом, пиритизированные водоросли, следы илоедов и ихтиодетрит. Стратиграфическое положение подсвиты определяется находками фораминифер и радиолярий, реже спорами и пылью. В ее нижней половине определен комплекс фораминифер *Spiroplectammina senonana pocurica*–*S. lata*, характерный для нижнего кампана Западной Сибири. В верхней части подсвиты встречен комплекс фораминифер *Spiroplectammina optata*, отвечающий верхнему кампану. На основании этих данных и с учетом положения в разрезе, подсвита относится к кампанскому ярусу, за исключением его самых верхних слоев. Переход к перекрывающим образованиям очень плавный, поэтому во многом дискуссионна верхняя граница березовской свиты в этом районе. Разница в отбивке кровли (по данным разных авторов) достигает 100 м. К кровле свиты приурочен отражающий горизонт S_2 . Мощность свиты – до 400 м.

Часельская свита (K_2cs) выделена Н. Х. Кулахметовым, М. И. Мишульским в 1976 г. Стратотип свиты установлен в разрезе скв. Заполярная 10, в интервале 431–1081 м. По литологическому составу подразделяется на две подсвиты.

В составе *нижнечасельской подсвиты* преобладают темно-серые с зеленоватым оттенком слабоалевритистые аргиллитоподобные глины, с редкими пропластками опок и глинистых алевролитов. Количество последних заметно возрастает в крайней восточной части Тазовского района. Кровля нижнечасельской, как и нижеберезовской, подсвиты проводится по поверхности регионально прослеживающейся пачки кремнистых глин. Возрастной диапазон ее определен как коньяк-сантонский на основании находок двустворчатого моллюска *Oxytoma* cf. *tenuicostata* (Roem.), характерного для верхнего сантона, и комплексов фораминифер *Ammobaculites dingus*–*Pseudoclavulina hastata admota*, возрастной диапазон которого считается коньяк-сантонским. В результате исследований лаборатории палеонтологии ЗапСибНИГНИ в 1997 г. выяснилось, что *Oxytoma* cf. *tenuicostata* (Roem.) приурочен к глинистой пачке 4-й кузнецовской свиты по варианту РСС. Эти глины сотрудники лаборатории отнесли к часельской свите и датируют нижнюю подсвиту частично поздним сантоном. Мощность подсвиты – 70–130 м.

Верхнечасельская подсвита сложена серыми и темно-серыми глинами и алевролитами слабослюдистыми с пиритизированными остатками водорослей, гнездами глауконита и пирита. По преобладанию в разрезе глин или алевролитов в ее составе обособляется семь пачек мощностью от 40 до 150 м. Чередование глинистых и алевролитовых разностей пород свидетельствует о ритмичности осадконакопления. Каждый ритм начинается пачкой глин и заканчивается алевролитами. В основании подсвиты выделяется невыдержанная по мощности (от 15 до 50 м) пачка опоковидных глин. Кровля подсвиты проводится по смене глинистых алевролитов существенно алевролитопесчаными породами танамской свиты.

Отложения верхнечасельской подсвиты крайне слабо охарактеризованы палеонтологически. В ее составе определен обедненный комплекс фораминифер, несколько напоминающий *Cibicidoides eriksdalensis*, свойственный кампанскому ярусу. Учитывая положение в разрезе, верхнюю подсвиту относят к кампану. Мощность ее – до 630 м.

Кампанский ярус

Салпадинская свита (K_2sl) введена в стратиграфическую схему меловых отложений в 1976 г. Г.Н. Карцевой и др. вместо средней и верхней подсвит мессояхской свиты. Стратотип свиты выделен в скв. Большехетская 2-БХ, в интервале 38–64 м. Является полным стратиграфическим аналогом верхнечасельской подсвиты. По литологическим особенностям салпадинская свита делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита (40–125 м) представлена глинами светло-серыми, серыми опоковидными или обогащенными оолитами и бобовинами лептохлоритовых железных руд. В западном направлении возрастает роль кремнистого материала. В основании подсвиты зафиксирован фосфатный горизонт (VII). Раннекампанский возраст ее установлен на основании комплекса моллюсков, сантон-кампанских спорово-пыльцевых комплексов и по положению в разрезе.

Верхняя подсвита (до 50 м) сложена серыми, зеленовато-серыми алевритами, прослоями глауконитовыми со стяжениями фосфата и сидерита. В под-

свите обнаружены динофлагеллаты с *Isabelidium* spp., *Chatangiella niiga* и спорово-пыльцевые комплексы сантона–кампана. На основании этих данных и с учетом положения в разрезе подсвита относится к верхнему кампану. Мощность свиты – до 175 м.

Маастрихтский ярус

Танамская свита (K_2tn) выделена Н. И. Байбородских, А. А. Булыниковой и Е. А. Колокольцевой в 1967 г. Стратотип свиты установлен в скв. Большехетская 14-БХ, в интервале 83,5–184 м. Согласно залегает на часельской и салпадинской свитах, на части территории ее верхи размыты. Представлена песками, алевролитами, алевролитами серыми, реже зеленовато- и желтовато-серыми, с прослоями серых алевроитовых глин, с карбонатными конкрециями. В основании свиты отмечается фосфатный горизонт. В западном направлении доля песчано-алевритового материала сокращается.

Маастрихтский возраст свиты устанавливается по комплексу моллюсков: *Baculites anceps leopoliensis* Now., *Taneredia americana* Week, фораминиферам *Spiroplectamina variabilis*, *S. kasanzevi* и спорово-пыльцевым спектрам. Мощность достигает 140 м.

Кэтпарская свита (K_2kt) выделена Булыниковой и др., название дано по р. Кэтпарка. Свита несогласно перекрывает танамскую.

Разрез представлен каолинизированными песками, алевролитами с мало-мощными прослоями глин. В нижней части обычны прослойки и линзы гравийно-галечниковых конгломератов с бобовинами боксита. По всему разрезу наблюдаются включения обугленной древесины и сидеритовых стяжений.

Надежное палеонтологическое обоснование пород отсутствует. Пыльца голосеменных представлена Taxodiaceae, среди покрытосеменных доминируют *Orbiculapollis globosus* Chlon. и *Aquilapollenites regularis* (Chlon). Мощность свиты – до 60 м.

Ганькинская свита (K_2gn) выделена А. К. Богдановичем в 1944 г. под названием ганькинских слоев, позже Н. Н. Ростовцевым переведена в ранг свиты. Стратотип ее установлен по скважинам на станции Ганькино.

Разрез представлен глинами серыми, иногда с зеленоватым оттенком, прослоями известковистыми, алевроитистыми, опоковидными с пиритизированными водорослями, с редкими обломками гастропод, с конкрециями мергеля и сидерита. В восточном направлении несколько возрастает количество алевроитового материала и более часто отмечаются прослойки алевроитов в верхней половине свиты. В части восточных разрезов ганькинская свита может быть расчленена на две части, верхняя из которых характеризуется повышенным содержанием алевроитового материала.

Свита слабо охарактеризована палеонтологически. В ее верхней половине обнаружен комплекс фораминифер *Spiroplectamina kasanzevi*, характерный для верхнемаастрихтского подъяруса Западной Сибири. Частично позднекампанский–маастрихтский возраст свиты принят по аналогии с ее более южными разрезами. К кровле свиты приурочен отражающий горизонт S_1 .

Мощность – до 380 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения тибейсалинской и серовской свит выделены на юго-западе листа R-44. Отложения отнесены к Ямало-Тазовскому СФР. Более молодые осадки эоценового, олигоценового и миоценового возраста на территории не установлены и, вероятно, уничтожены эрозией и денудацией.

ПАЛЕОЦЕН

Тибейсалинская свита (P_{1tb}) впервые описана Н. Х. Кулахметовым в 1965 г. по разрезу Тазовской опорной скважины и разделена на две подсвиты. Свита представлена песками, алевритами и глинами с пропластками бурых углей. Плотные коричневато-серые алевритистые и слюdistые глины, содержащие растительный детрит, перекрыты слюdistыми и глинистыми алевритами и песками с прослоями глин, супесей и суглинков с пропластками (до 2,1 м) бурых углей и многочисленными включениями лигнитизированной растительности. Пески серые и белые мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые. Породы с незначительным размывом залегают на отложениях ганькинской и танамской свит и перекрыты осадками серовской свиты или, несогласно, – плиоцен-четвертичными образованиями. Подошва свиты на гамма-каротажных диаграммах обычно выражена относительным понижением естественной радиоактивности.

Палеоценовый возраст осадков подтвержден спорово-пыльцевыми комплексами и находками фораминифер *Polymorphinidae*, *Pullenia dampellae* Dain, *Cibicides aktulagayensis* Vassilenko и др. Мощность отложений достигает 220 м.

Серовская свита (P_{1sr}) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. на восточном склоне Среднего Урала и сложена светло-серыми опоками и темно-серыми опокovidными глинами с прослоями диатомовых глин в верхней части разреза. Встречаются линзы тонкозернистого кварцево-глауконитового песка и алеврита. Породы залегают на отложениях тибейсалинской свиты с небольшим трансгрессивным размывом и перекрыты плиоцен-четвертичными образованиями с глубоким размывом. Подошва свиты обычно хорошо выражена на гамма-каротажных диаграммах резким понижением значений естественной радиоактивности.

На сопредельных территориях серовская свита охарактеризована богатыми комплексами диатомей и палинокомплексами из диатомовых глин. Мощность отложений достигает 90 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования непрерывным чехлом покрывают всю рассматриваемую территорию. Их максимальная мощность наблюдается в погребенных долинах вдоль Енисея и достигает 194 м (скв. 31-БХ, номер 36 на карте).

Карта составлена на основе детального полевого изучения ключевых разрезов четвертичных отложений арктической части Западной Сибири в течение последних 18 лет. Впервые при создании карты на рассматриваемую территорию использованы многочисленные результаты датирования методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ). Получены новые данные по радиоуглеродному датированию.

Расчленение четвертичных образований проведено с частичным использованием унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденной МСК в 2000 г. [171], Легенды Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2009 г. и дополнений к ней. На предыдущей карте новой серии показаны подразделения, связь которых с реальными геологическими телами напрямую не установлена. В легенде можно увидеть лишь генетические типы и их корреляцию с региональной и общей стратиграфическими шкалами. Таксономический ранг указанных подразделений также не ясен из-за отсутствия определения для них в Стратиграфическом кодексе. По этой причине легенда в настоящей работе полностью перестроена.

Большая часть современной легенды содержит стратогены, которые четко привязаны к стратотипам и опорным разрезам территории листа и окружающих пространств. Исключение составляют голоценовые образования по причине их незначительной мощности и пестрого состава. Стратогены скоррелированы со ступенями общей стратиграфической шкалы, которые отсутствовали в легенде карты предшественников.

Авторами принципиально изменена корреляция установленной ранее стратиграфической последовательности картируемых объектов с общей стратиграфической шкалой (ОСШ). Изменения сделаны благодаря новым данным о генезисе и палеоклиматической обстановке приповерхностных образований Севера Сибири, полученным за последние 18 лет. Авторами предложена корреляция картируемых подразделений непосредственно со ступенями общей стратиграфической шкалы и с морскими изотопными стадиями (МИС) [185, 199] на основании полученных геохронометрических данных и общей стратиграфической последовательности чередующихся в разрезе термомеров и криомеров.

При расчленении разреза использовались структурно-геологические и морфолитостратиграфические методы. Выделение отдельных единиц (толщ) разреза и их генетическая интерпретация проводились при наличии: 1) индивидуальных сочетаний литологических, структурных и текстурных особенностей, выраженных в архитектуре фаций, характерной только для данной толщи; 2) несогласном залегании вышележащих пород по отношению к нижележащим, исключая внутриформационные несогласия и редкие случаи постепенных переходов; 3) выдержанности контактов по простиранию, как минимум, на несколько сот метров, обычно – на первые километры; 4) палеонтологической характеристики, если доказано захоронение организмов *in situ*; 5) выраженных геоморфологических соотношений в случае, если толща слагает выраженный элемент рельефа, например, речную террасу.

Территория относится к Ямало-Гыданскому и Усть-Енисейскому районам Западно-Сибирской структурно-фациальной зоны.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Первая – пятая ступени

Варомыяхинский мариний (mlvr) выделен в ранге слоев О. В. Суздальским и В. Я. Слободиним [142] в Усть-Енисейской впадине. Стратотипом являются пески с галькой и алевритами, залегающие на верхнемеловых породах в интервале глубин 151–194 м разреза скв. 31-БХ (номер 36 на карте) на абс. отм. от –77 до –119 м. Скважина находится в юго-восточной части территории листа на междуречье Солёная и Варомыяха – правых притоков р. Большая Хета.

Аналогичные отложения в основании четвертичной толщи были впервые описаны В. Н. Саксом [136] по разрезам скв. 47 и 54 в низовьях рек Сухая Дудинка и Малая Хета. Мощность морской толщи колеблется от 20–30 до 120–160 м. Как правило, она вскрывается скважинами в интервале 14–154 м ниже уровня моря [Государственная..., 2016].

В стратотипическом разрезе скв. 31-БХ, а также в других скважинах большехетской площади (28-БХ и 26-БХ, номера на карте 34 и 39) варомыяхинский мариний представлен разнородными песками с включениями гравия и гальки, с алеврито-глинистым прослоем с галькой у подошвы, немymi в нижней части и с морскими остракодами *Acanthocythereis dunelmensis* (Norm.), *Elofonella concinna* (Jones) в верхней [115]. В скважинах 47 и 54 в низовьях Енисея 83-метровая толща песков содержит остатки *Larix* sp. и многочисленную пыльцу древесных пород (ели, сосны, лиственницы, берез, ивы). Базальный галечный горизонт с валунами траппов принимался В. Н. Саксом [136, 137] за размытую морену древнего оледенения. В. А. Зубаков полагал, что приуроченность варомыяхинских слоев к древним погребенным долинам и отсутствие в них в большинстве случаев остатков морской фауны и флоры дает основание относить нижнюю грубообломочную часть к аллювию плиоценового пра-Енисея [85, Государственная..., 2016].

В скв. 31-БХ для варомыяхинской толщи были составлены спорово-пыльцевые спектры, отобранные с глубин 179,5 м, 185 м, 191,2 м и 194,4 м. В спектрах отмечено высокое содержание спор (50–70 %), пыльца древесных присутствует в количестве 10–40 %, трав – 5–10 %, что свидетельствует о тундровой растительности [Архипов и др., 1980].

Авторы настоящей записки отнесли к варомыяхинскому маринию однородную толщу песков средне- и крупнозернистых зеленовато-серых, с обломками обуглившейся древесины, вскрытую в скважинах 1 и 2 (номера 4 и 1 на карте) кровле меловых отложений [77]. Абсолютные отметки интервалов залегания толщи от минус 61 до минус 72,5 м (скв. 1, мощность 11,5 м) и от минус 62 до минус 68 м (скв. 2, мощность 6 м). Толща перекрывается перлювием болгохтохской морены (интерпретация авторов настоящей записки). В варомыяхинских песках здесь в незначительном количестве встречены следующие виды фораминифер: *Elphidium clavatum* Cushman, *E. sp.*, *E. orbiculare* (Brady), *E. incertum* (Williamson), *Cassidulina norcrossi* Cushman, *Pyrgo cf. williamsoni* (Silvestri), *Buccella* sp. Несмотря на малое количество экземпляров

фораминифер, их наличие, по мнению Н. Г. Загорской с соавторами (1965 г.), свидетельствует о морских условиях осадконакопления.

По палеомагнитным данным, варомыяхинский мариний относится к неоплейстоцену. Для этих отложений характерно наклонение прямой намагниченности значительно более низкое, чем для вышележащих образований [103]. Состав, строение и наличие морских остракод и фораминифер позволяют предположить морской генезис варомыяхинской толщи [Государственная..., 2016].

Мощность варомыяхинского мариния достигает 43 м.

Шестая–восьмая ступени

Болгохтохская перлювиальная морена ($g_{np}lbg$) выделена В. Д. Крюковым и В. В. Рогожиным [105]. В качестве стратотипа принят разрез скважины, пробуренной в районе р. Болгохтох, вблизи железной дороги Дудинка–Норильск (скв. Б-7, глубина 36–100 м ниже уровня моря). Породы представлены несортированной смесью песков, алевролитов и глин с гравийно-щебенчатый и валунным материалом. В скв. Б-7 болгохтохская толща залегает непосредственно на породах палеозойского фундамента [Государственная..., 2016].

В скв. 2 сопочно-каргинской площади (номер 1 на карте) горизонт гальки и мелких валунов трапповых пород и порфировых базальтов на глубине 61–63 м ниже уровня моря [77], разделяющий варомыяхинские морские пески и алевролиты туруханского мариния авторы настоящей записки интерпретировали как перлювий болгохтохской морены. Больше нигде на территории листа не удалось обнаружить следов нижнеплейстоценового ледникового комплекса.

Среднее звено

Первая–третья ступени

Туруханский мариний ($mlltr$) выделен С. А. Архиповым в качестве свиты в разрезе скв. 9-Т (номер 33 на карте) в приустьевой части р. Турухан непосредственно к западу от Туруханска в интервале минус 120–173 м [5]. Позднее к свите были отнесены пески, алевролиты и глины с «туруханским» комплексом фораминифер [61, 77], который был выделен в ряде скважин на реках Турухан, Болгохтох, Дудинка и описан в обнажении у пос. Новорыбное на р. Хатанга в Северо-Сибирской низменности.

На территории листа мариний представлен глинистыми алевролитами и глинами с тонкими прослоями песка, песками. Вскрывается скважинами в северо-восточном углу карты близ мыса Сопочная Карга, в бассейне Большой Хеты в интервале от 30 до 70 м ниже современного уровня моря. На дневную поверхность выходит в основании обнажения на мысе Зверевский. Залегает на варомыяхинских морских песках, перекрывается соленинским аллювием и самаровской мореной.

В бассейне Большой Хеты в скважинах 31-БХ и 26-БХ (номера 36 и 39 на карте) В. Я. Слободин и О. В. Суздальский (1967 г.) выделили глинистые

алевриты и глины с прослоями песка, с характерным холодноводным комплексом фораминифер, в устьсоленинские слои. Толща залегает на варомыяхинских морских песках, перекрывается аллювием первой–третьей ступени среднего неоплейстоцена. На соседнем листе – R-45 устьсоленинские отложения известны по данным бурения в долинах рек Болгохтох, Фокина, Дудинка и на западном побережье оз. Пясино. Они подстилаются варомыяхинскими или болгохтохскими образованиями [Государственная..., 2016].

Стратотип был описан в скв. 31-БХ (номер 36 на карте). В интервале глубин 106–151 м (абс. отм. от минус 25 до минус 70 м) над кровлей варомыяхинских песков вскрыты серые слоистые алевритистые глины с тонкими прослоями песков. В интервале глубин 116–134 м встречены фораминиферы, наиболее многочисленные на глубине 125 м (210 экз.). Их состав следующий (определения В. И. Гудиной по коллекции В. Я. Слободина): *Miliolinella grandis* (Gud.) – 1, *M. cf. subrotunda* (Montagu) – 2, *Quinqueloculina ex gr. borea* Gud. – 1, *Pyrgo* sp. – 1, *Dentalina cf. baggi* Galloway et Wissler – 1, *Tappanella arctica* Gud. et Said. – 7, *Buccella hannai arctica* Voloshinova – 5, *Alabaminoides mitis* (Gud.) – 2, *Melonis zaandamae* (Voorth.) – 1, *Elphidium atlanticum* Gud. – 150, *Criboelphidium goesi* (Shchedr.) – 7, *Protolophidium asterotuberculatum* (Voorth.) – 7, *P. lenticulare* Gud. – 5, *P. cf. orbiculare* (Brady) – 3, *P. parvum* Gud. – 1, *Cassandra cf. inflata* (Gud.) – 2, *Cassidulina subacuta* (Gud.) – 12. В ассоциации преобладают эльфидииды – *Elphidium subclavatum*, *E. obesum*, *Criboelphidium goesi* и др. (около 200 экз.). Представители других родов единичны. Здесь же обнаружены единичные остракоды *Elofsonella concinna* (Jones) и *Cytherissa lacustris* Sars [12, 13]. Общая мощность толщи – 45 м.

В скв. 26-БХ (номер 39 на карте) в интервале глубин 110–130 м (абс. отм. минус 24–минус 44 м) в аналогичном стратиграфическом положении вскрыта толща слоистых алевритистых глин с редкой галькой. В толще встречены единичные экземпляры следующих немногочисленных видов фораминифер: *Tappanella arctica* Gud. et Said., *Cribrononion obscurus* Gud., *Protelphidium cf. orbiculate* (Brady), *Criboelphidium cf. goesi* (Shchedrina), *Cr. cf. subarcticum* (Cushm.), *Buccella cf. frigida* (Cushm.), *Cassandra cf. teretis* (Tappan), *Islandiella islandica* (Norv.), *Planocassidulina cf. norcrossi* (Cushm.). Почти все виды представлены неотеническими (карликовыми) формами [12, 13].

Устьсоленинский комплекс фораминифер в скв. 31-БХ характеризуется количественным преобладанием эльфидиид-нонионид (85%) при небольшом участии кассидулинид-исландиелид (7%) и единичном присутствии милиолид. Это отличает его от туруханского комплекса, описанного в скважинах 24-Т (р. Турухан) и 7-Б (р. Болгохтох), для которого характерно иное соотношение – эльфидииды–нониониды (30–50%), кассидулиниды–исландиелиды (20–40%), при этом отмечается присутствие разнообразных милиолид и полиморфного вида *Tappanella arctica* Gud. et Said., представленных значительным количеством экземпляров (200–300) [12, 13]. Устьсоленинский комплекс наиболее близок к болгохтохскому, описанному В. И. Гудиной (1969 г.).

В. Я. Слободин с соавторами (1967 г.) предполагали плиоценовый возраст устьсоленинской толщи. С. А. Архипов с соавторами (1980 г.) считали эти отложения санчуговскими. Авторы настоящей записки склонны рассматривать их как образования начала среднеплейстоценовой трансгрессии, проходившей в условиях еще незавершившейся дегляциации.

В скважинах 1 и 2 сопочно-каргинской площади (номера 4 и 1 на карте) авторы настоящей записки отнесли к туруханскому маринию песчанистые алевроиты с неясной горизонтальной слоистостью, залегающие в интервале 35–61 м ниже уровня моря на варомыяхинских песках. В скв. 2 у подошвы толщи – горизонт размыва мощностью около 1 м, представленного галькой и мелкими валунами преимущественно трапповых пород. В алевроитах Н. Г. Загорской [77] выделен богатый комплекс фораминифер, представленный разнообразными эльфидами и кассидулинидами при небольшом участии миллиоид. Комплекс в целом свидетельствует о более или менее нормальной солености и положительных температурах воды. Преобладает бореально-арктический вид *Elphidium clavatum* (Cushman). Многие виды, такие как *Miliolina trihedra* (Loeblich et Tappan), *Buccella inusitata* Andersen, *Elphidium* sp., *Elphidiella groenlandica* Cushman, *Virgulina fusiformis* (Williamson), *Virgulina* aff. *concava* (Hoglund), *Cassidulina* aff. *translucens* Cushman et Hughes, не встречаются в современных отложениях Карского моря [77]. Перекрывается алевроитовая толща самаровской мореной.

В южной части обрыва мыса Зверевский в основании разреза выходят дислоцированные мелкозернистые пески с сохранившимися местами водно-осадочными текстурами. Авторы настоящей записки склонны рассматривать их как образования той же трансгрессии, глубоководные фации которой вскрыты скважинами на Большой Хете и Сопочной Карге. Из этих песков были получены три ОСЛ даты – 228, 262 и 297 тыс. лет [123]. Перекрываются пески самаровской мореной.

Мощность мариния составляет 20–45 м.

Четвертая ступень

Самаровская морена (gllsm) выделена С. Б. Шацким [Москвитин, 1954] в составе самаровского ледникового горизонта максимального оледенения. Стратотип описан в долине Оби, в устье р. Иртыш у пос. Самарово.

В пределах листа морена представлена песчанистым и алевроитистым диамиктоном с гравием и галькой. Вскрыта отдельными скважинами в восточной части листа – близ Сопочной Карги, в бассейне р. Солёная (енисейской) и Мессояхи. На дневную поверхность морена выходит в обнажении мыса Зверевский. Залегает на туруханском маринии, перекрывается хетским маринием.

В скв. 2 Сопочнокаргинской площади (номер 1 на карте) морена вскрыта в диапазоне абс. отм. от минус 28 до минус 38 м, представлена серым песчанистым диамиктоном с редкой галькой и валунами, с обломками раковин морских моллюсков [77]. Перекрывается морена хетским маринием.

В скв. 5 в долине р. Солёная (енисейской) (номер 26 на карте) морена вскрыта в диапазоне абс. отм. от минус 53 до минус 79 м, представлена серым глинистым диамиктоном с редкой галькой, очень плотным [77]. В верхней части разреза (10 м) содержание грубообломочного материала возрастает до 50 % и более, вероятно, это перлювий морены. Залегает на меловых песках, перекрывается хетским маринием.

Предположительно к самарской морене относится толща алевритистых глин с редкой галькой, вскрытая в интервале абс. выс. от –20 до –47 м в скв. 28-БХ (номер 34 на карте) в верховьях р. Нянгусяха (правый приток р. Мессояха). Морена подстилается варомыяхинской морской толщей, перекрыта глинистыми алевритами с бореальной фауной фораминифер [142] – хетским маринием.

В нижней части разреза Мыс Зверевский (номер 9 на карте) морена представлена серо-черным глинистым диамиктоном с большим количеством рассеянных, плоскоокатанных или угловатых валунов и гальки диаметром до 8 см, с песчаными ксенокластами. Кровля морены неровная, колеблется от 10 до 20 м абс. выс. Залегает на песках туруханского мариния, перекрывается песками и алевритами хетского мариния, из которого получены ОСЛ даты, среднее значение которых составляет 221 тыс. лет [243].

Положение в разрезе между двумя морскими межледниковыми толщами, абс. воз. верхней из которых больше 200 тыс. лет, позволяет с уверенностью отнести морену к четвертой ступени среднего неоплейстоцена.

Мощность морены в пределах листа составляет 5–36 м.

Пятая ступень

Солёнинский аллювий (alls/n). Название предложено Д. В. Назаровым. В. С. Волкова (1957 г.) относила этот аллювий к мессовским слоям, выделенным В. Н. Саксом в бассейне Мессояхи [139].

Аллювий представлен разнозернистыми песками с гравием и галькой, с древесиной и прослоями торфа. В скважинах 31-БХ и 26-БХ (номера 36 и 39 на карте) аллювий разделяет туруханскую и хетскую среднеоплейстоценовые морские толщи. На дневную поверхность выходит в основании разреза на правом берегу р. Большая Хета в 5 км ниже устья ее правого притока – р. Солёная, где авторами описан стратотип (точка 7251, номер 37 на карте).

В обнажении 7251 от уреза реки наблюдаются мелко- и среднезернистые пески с косой и желобообразной слоистостью. Падение слойков в косых сериях однонаправленно. Мощность серий достигает 0,5 м. В основании некоторых серий встречаются гравий и мелкая галька. В нижней части стрекневой фации аллювия на абс. выс. 16 м находится блок торфа, также отдельные блоки прослеживаются и вдоль всего обнажения. Торф темный и очень плотный мощностью до 60 см с тонкими (первые миллиметры) прослоями сизо-серого алеврита. Очевидно, торф автохтонный, но был перенесен на незначительное расстояние. На этой же высоте находятся многочисленные остатки стволов ели [236] и отдельных фрагментов деревьев. Общая видимая мощность аллювия – 12 м.

Аллювий перекрывается тазовской мореной с тектоническим контактом на абс. выс. 24 м. Прикровельная часть песков деформирована: разбита на блоки, смята в однонаправленные лежащие складки вдоль подошвы перекрывающего диамиктона.

В скв. 31-БХ пачка песков с галькой и угольной крошкой, с тонкими прослоями торфа была вскрыта в интервале глубин 95–106 м (абс. отм. минус 14–минус 25 м) между двумя толщами морских алевритов – с бореально-

арктическим комплексом фораминифер (первая–третья ступени среднего неоплейстоцена) снизу и бореальным (пятая ступень среднего неоплейстоцена) сверху. Карпологический анализ показал наличие семян сосны, ели, березы и лиственницы в песках [12, 13].

В скв. 26-БХ в аналогичной позиции пески с галькой и растительным детритом вскрыты в интервале глубин 92–110 м (абс. отм. минус 6–минус 24 м). В основании пачки песков встречены единичные обломки раковин моллюсков и фораминифер [12, 13].

Характер толщи явно межледниковый: наличие торфа и остатков древесной растительности и положение между двумя средненеоплейстоценовыми морскими толщами позволяет сделать предположение о возрасте аллювия – не моложе пятой ступени среднего неоплейстоцена.

Мощность аллювия – 11–18 м.

Хетский мариний (mllht) выделен в ранге слоев В. С. Волковой (1957ф, 1958 гг.) при проведении полевых работ Игарской партии в бассейнах Большой и Малой Хеты, в качестве морской толщи, залегающей на санчуговских отложениях и перекрытой казанцевскими и зырянскими. Возраст толщи определялся как верхнеплейстоценовый, первая ступень. Позднее эту толщу отнесли к казанцевскому горизонту [Земцов, 1967, Калинин и др., 1980ф].

Мариний представлен песками, алевритами, глинами с бореальной и бореально-арктической фауной моллюсков и фораминифер. На территории листа выходы мариния отмечены на берегах Енисейского залива в районе мысов Зверевский и Сопочная Карга, выше по течению р. Енисей у с. Воронцово и южнее устья р. Мезенина – правого притока р. Енисей, а также в нижнем и среднем течении рек Танама, Мессояха и Нянгусьяха. Морские алевриты вскрыты скважинами у Сопочной Карги, на р. Солёная, в бассейне Мессояхи и Большой Хеты. Залегает морская толща на самаровской морене, перекрывается тазовской мореной и более молодыми образованиями. На карте предыдущего поколения данные отложения представлялись как плиоцен-средненеоплейстоценовые морские и ледниково-морские песчано-глинистые илы с включениями гравия, гальки и валунов ямальского комплекса [58, 59].

Опорный разрез хетского мариния был изучен авторами на правом берегу Большой Хеты в 10 км вниз по течению от устья р. Малая Ихэленгдэ (точка 7254, номер 35 на карте). В береговом обрыве под верхненеоплейстоценовой ермаковской мореной в диапазоне абс. отм. от 14 до 21 м наблюдаются мелко- и тонкозернистые параллельнослоистые пески и алевриты с большим количеством створок и обломков раковин моллюсков. Из-за сильных биотурбаций первичные водно-осадочные текстуры с трудом различимы, однако можно видеть градационную слоистость и эрозионные контакты некоторых прослоев. Прослой мощностью от 1–2 до 10–15 см. Видимая мощность толщи – около 7–8 м. Здесь А. В. Меркульевым (ЗИН РАН) были определены бореально-арктические виды *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Serripes groenlandicus* (Mohr, 1786), *Mya pseudoarenaria* Schlesch, 1931, *Amauropsis islandica* (Gmelin, 1791), бореальный *Cyrtodaria siliqua* (Spengler, 1793), арктические *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Obesotoma starobogatovi* Bogdanov, 1990, а также вымерший вид *Cyrtodaria jensiseae*. По пескам был определен ОСЛ возраст 256 и 227 тыс. лет.

У с. Воронцово Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским описаны горизонтально напластованные косо- и волнистослоистые светлые мелко- и среднезернистые пески с прослоями алевритов, с обломками древесины и мелким растительным детритом. Характерной особенностью песков являются линзы и пакеты грубообломочного материала с неровной подошвой и размытой кровлей, в которых крупные валуны расположены субвертикально. Также в песках наблюдаются своеобразные длинные плоские линзовидные прослои, состоящие преимущественно из алевритового материала со следами слоистости и включенными в них крупными валунами. По мнению авторов, это продукт ледового разноса: вероятно, материал сгружался в воду со льда. Перекрываются эти пески мореной с интенсивными гляциодинамическими явлениями по контакту. Высота контакта – 25 м абс. выс. Данные пески авторы называли воронцовскими, а морену санчуговской [94].

На северном побережье Енисейского залива теми же авторами описаны пески, залегающие на верхнемеловых породах и перекрытые среднеплейстоценовой мореной. Пески плотные серые мелкозернистые, хорошо сортированные, видимой мощностью до 3 м. В нижней части косослоистые, вверх сменяющиеся горизонтальнослоистыми. Слоистость образована тонкими шлиховыми прослойками, в косых сериях отмечены мелкие галечки угля. С четким субгоризонтальным экзарационным контактом на пески налегает морена [Каплянская и др., 1985ф].

Опорный разрез хетского мариния пятой ступени был описан Д. В. Назаровым в обнажении Мыс Зверевский (номер 9 на карте) в 2006 г. Подошва толщи, подстилаемой самаровской мореной, здесь находится на высоте 15–18 м, а кровля на высоте 32 м над уровнем моря. Толща сложена плотным оскольчатый массивным коричневым и темно-серым песчаным алевритом с линзовидными прослоями серого алеврита и тонкозернистого песка. По всей пачке рассеяны многочисленные створки двустворчатых моллюсков, местами с целиком сохранившимися, закрытыми раковинами. К внутрiformационным контактам приурочено большое количество следов жизнедеятельности морской фауны в виде вертикальных или наклонных ходов диаметром от первых миллиметров до 1,5 см и длиной 2–5 см. Все ходы начинаются в кровле коричневых алевритов и заполнены серыми тонкозернистыми песками линзовидных прослоев. По латерали к северу на расстоянии менее 200 м алевриты замещаются мелкозернистыми светло-серыми хорошо сортированными кварцевыми песками с текстурами синфазной или слегка смещенной восходящей ряби течения. Видимая мощность пачки составляет 20 м, подошва скрыта осыпью, а кровля находится на высоте 31 м над уровнем моря. Верхний контакт с перекрывающими диамиктами тазовской морены резкий и ровный [Назаров, 2011ф].

Благодаря многочисленным следам жизнедеятельности морской фауны, можно утверждать, что рассеянные остатки двустворчатых моллюсков захоронены *in situ*, а значит вмещающие отложения морского происхождения.

Из морских песков на Мысе Зверевский получено пять ОСЛ возрастов со средним значением 196,6 тыс. лет (182 ± 12 , 200 ± 11 , 185 ± 12 , 199 ± 10 , 217 ± 11) [Назаров, 2011ф].

В рамках настоящей работы в 2016 г. разрезы мариния были изучены в долине р. Танама, левого притока Енисея. Во всех обнажениях мариний слагает основание разреза.

На правом берегу Танама в 7 км выше по течению от устья ее левого притока – р. Лыбонкатьяха (точка 7213, номер 25 на карте) основание обнажения от уреза реки сложены массивными глинистыми алевролитами темно-серыми, порой черными мелкооскольчатыми, с линзами песка, с большим количеством обломков створок бореально-арктических моллюсков: *Cryptonatica affinis* (Gmelin), *Buccinum scalariforme* (Møller), *Ennucula tenuis* (Montagu), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Nuculana pernula* (Müller) (определения А. В. Меркульева, ЗИН РАН). Общая видимая мощность мариния – до 7 м.

Перекрывается морская толща средненеоплейстоценовым яптасалинским гляциолимнием, в основании последнего – горизонт размыва, представленный галечником с валунами, с алевролитистым заполнителем. Кровля мариния прослежена на протяжении 1,5 км, ее абсолютная высота колеблется от 16 до 18 м.

В подъемном материале из осыпи так же были определены следующие виды двустворчатых моллюсков и гастропод: бореально-арктические *Neptunea heros* (Gray), *Cryptonatica affinis* (Gmelin), *Curtitoma incisula* (Verrill), *Buccinum undatum* (Linnaeus), *Colus pubescens* (Verrill), *Colus islandicus* (Mohr), *Colus* sp., *Buccinum scalariforme* (Møller), *Buccinum terraenovae* (Beck in Mörch), *Neptunea* sp., *Tachyrhynchus erosus* (Couthouy), *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Nuculana pernula* (Müller), *Thyasira sarsii* (Philippi), *Ennucula tenuis* (Montagu), *Astarte borealis* (Schumacher), *Astarte crenata* (Gray), *Yoldia hyperborea* (Gould), *Ariadnaria insignis* (Middendorff), бореальная *Macoma balthica* (Linnaeus), арктические *Colus sabini* (Gray), *Bathyarca glacialis* (Gray), *Portlandia arctica* (Gray). На бечевнике были найдены аргиллитовые железистые конкреции размером от 2 до 5 см в поперечнике, содержащие в себе клешни тихоокеанского краба-стригуна *Chionoecetes opilio*.

На правом берегу р. Танама в 7 км выше устья левого притока – р. Лыбонкатьяха (точка 7214, номер 24 на карте) основание разреза сложено темно-серыми глинистыми алевролитами массивными, плотными, оскольчатыми. Вверх по разрезу алевролиты переходят в пески, от алевролитистых до мелко-среднезернистых с лингоидной рябью, восходящей рябью течения и параллельной слоистостью. Встречаются многочисленные обломки раковин двустворчатых моллюсков и гастропод. В отобранных *in situ* образцах А. В. Меркульевым (ЗИН РАН) были определены следующие бореально-арктические виды: *Musculus discors* (Linnaeus), *Portlandia* sp., *Propebela turricula* (Montagu), *Neptunea despecta* (Linnaeus), *Euspira tenuistriata* (Dautzenberg & Fischer), *Colus* sp., *Nuculana pernula* (Müller), *Macoma* sp., *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Thyasira gouldi* (Philippi). Общая видимая мощность толщи достигает 20 м.

Морские осадки сильно деформированы гляциодинамическими пликативными нарушениями. В верхней пачке песков, смятых в масштабную опрокинутую складку, было сделано более сотни замеров дирекционных текстур. Анализ показал, что осевая плоскость складки наклонена в юго-западном

направлении, следовательно, давление, вызвавшее деформации, было приложено с северо-востока, что указывает направление движения ледника.

Кровля дислоцированных морских осадков находится на абс. выс. 40–50 м. С поверхности мариний перекрывается грубозернистыми песками с гравием и галькой с желобообразной косою слоистостью мощностью до 5 м – тазовским гляциофлювиалом.

В среднем течении р. Танама, в 3 км ниже урочища Гусиное (точка 7220, номер 19 на карте) мариний представлен параллельно переслаивающимися светло-серыми мелкозернистыми песками и сизо-серыми алевритами, мощность прослоев варьирует от 5 до 15 см, слоистость внутри прослоев тонкая – первые мм. Пески биотурбированы, испещрены многочисленными U-образными ходами зарывания глубиной 5–7 см и другими разнообразными ихнофоссилиями. В большом количестве *in situ* наблюдаются раковины двустворчатых моллюсков и гастропод. А. В. Меркульевым (ЗИН РАН) были определены следующие виды моллюсков: бореальные *Cyrtodaria siliqua*, *Macoma balthica*, бореально-арктические *Axinopsida orbiculata*, *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Serripes groenlandicus*, *Plicifusus kroeyeri*, а также вымерший вид *Cyrtodaria jenisseae*. Первичная субгоризонтальная слоистость толщи нарушена, слои наклонены в северо-западном направлении. Угол падения слоев достигает 36°, азимут падения – 32°.

Видимая мощность песков – около 30 м. С резким угловым несогласием пески перекрыты диамиктоном тазовской морены. Контакт резкий, неровный, с пламевидными текстурами захвата песков в толщу диамиктона. В кровле песков большое количество тектонических нарушений: сбросов и надвигов. Высота контакта – 36 м над урезом реки (39 м абс. выс.). В центральной части обнажения диамиктон формирует субвертикальную перемычку от основания до бровки обрыва, разделяя толщу песков на масштабные отторженцы.

По морским пескам было получено два ОСЛ возраста – 187 и 227 тыс. лет.

Мариний также был прослежен предшественниками в обнажениях в среднем течении р. Мессояха в рамках АФГК-200 [219]. На правом берегу, в 6 км выше устья р. Сядэйсотыяха (точка С-1,2, номер 31 на карте) под тазовской мореной залегает алеврито-глинистая толща осадков с прослоями песков, с фауной моллюсков общей видимой мощностью около 25 м. Р. А. Биджиев с соавторами (1981 г.) называли эти отложения салехардской толщей. В них были определены бореально-арктические виды: *Astarte borealis*, *A. Montaguï*, *A. mont. striata*, *Macoma calcarea*, *Nuculana minuta*, *Mya truncata*, *M. Pseudodarenaria*, *Natica clausa*, *Trophon truncates*, а также вымерший вид *Cyrtodaria jenisseae*. Также здесь был выделен богатый бореально-арктический комплекс фораминифер с тепловодными *Protelphidium parvum*, *Buccella frigida*, *Stainforthia loeblichii*, *Elphidiella tumida*.

В среднем течении р. Нянгусяха (левый приток р. Мессояха), в 39 км выше устья (точка 7231, номер 30 на карте) мариний представлен серыми мелкозернистыми песками и светло-серыми алевритами. На них с экзарационным контактом залегает глинисто-алевритистый диамиктон тазовской морены. Положение песков и алевритов сильно нарушено, в породе наблюдаются многочисленные пластические и разрывные деформации, в приконтактной зоне вскрыта лежащая складка шириной более 1 м. В толще сохранились при-

знаки водно-осадочной среды в виде параллельной градационной слоистости. Абс. выс. кровли подморенной толщи – 40 м. Видимая мощность – 1,5 м.

Авторами настоящей записки к хетскому маринию отнесены алевролитистые глины с бореальным комплексом фораминифер, вскрытые скважинами 31-БХ, 28-БХ и 26-БХ (номера 36, 34 и 39 на карте) (описание скважин дано по С. А. Архипову с соавторами – 1980 г.). В скв. 31-БХ в интервале глубин 38–95 м (абс. отм. от 43 до –14 м) вскрыты алевролиты и глины с редкой галькой, с прослоями песка, содержащими растительный детрит (общая мощность 57 м). По всему разрезу встречаются бореальные фораминиферы, особенно многочисленные в прослое глин на глубине 75,5–79,1 м (абс. отм. 5,5–1,9 м). В этом интервале В. И. Гудиной по коллекции В. Я. Слободина определены следующие виды: *Cyclogyra involvens* (Reuss), *Pyrgo williamsoni* (Silv.), *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *Pyrulina cylindroides* (Roemer), *Buccella troitzkyi* Gud., *Nonionellina labradorica* (Dawson), *Elphidium hyalinum* Brodniewicz – до 80 экз., *Protoelphidium asterotuberculatum* (Voorth.) – до 40 экз. *P. lenticulare* Gud., *P. orbiculare* (Brady) – до 46 экз., *P. parvum* Gud., *Criboelphidium goesi* (Shchedrina), *Stainforthia loeblichii* (Feyling-Hanssen), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *Cassandra teretis* (Tappan), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman). Толща залегает на песках с галькой – среднеолейстоценовом аллювии 1–3-й ступеней, перекрывается глинистым диамиктоном с валунами, с прослоями глин и песков ермаковской морены.

По мнению В. И. Гудиной (1969 г.), такая ассоциация видов фораминифер типична только для послесанчуговских, верхнечетвертичных, казанцевских отложений Енисейского Севера, но все эти виды могут быть встречены и в среднечетвертичных туруханских слоях.

В скв. 26-БХ толща глин и алевролитов с бореальными фораминиферами (общая мощность 22 м) залегает в интервале глубин 70–92 м (абс. отм. от 16 до –6 м) на соленинском аллювии, перекрывается ангутихинским гляциолимнием.

В скв. 28-БХ (номер 34 на карте) алевроито-глинистая толща (общая мощность 54 м) в нижней части (глубина 50–80 м, абс. отм. от 12 до –18 м) с бореальным комплексом фораминифер, в верхней части (глубина 16–37 м, абс. отм. 25–46 м) с растительным детритом залегает между двумя среднеолейстоценовыми моренами – самаровской и тазовской. Нижняя и верхняя части толщи разделены пачкой песков с редкой галькой – вероятно, прибрежными морскими фациями.

На соседнем с юга листе Q-44 песчано-алевритовая толща с бореально-арктической и бореальной фауной моллюсков (с экземплярами *Cyrtodaria jennisseeae* Sachs) выходит на дневную поверхность в основании береговых обрывов Большой Хеты, перекрывается образованиями верхнеплейстоценового ледникового комплекса – ермаковской мореной, гляциолимнием и гляциофлювиалом. В рамках настоящей работы из толщи в обнажении 7243 (9 км к югу от рамки карты) получены ОСЛ даты 227 и 220 тыс. лет.

В скважинах 2 близ Сопочной Карги (номер 1 на карте), 5 и 7 в бассейне р. Солёная (енисейской) (номера 26 и 27 на карте), между двумя ледниковыми комплексами в интервале глубин от 10 до 50 м ниже уровня моря залегает толща песчаных алевролитов. В толще выделен бореально-арктический ком-

плекс фораминифер, свидетельствующий о нормальной солености (33–34 промилле) и положительных температурах воды [77].

Главным признаком, определяющим средненеоплейстоценовый возраст морских песков, является присутствие створок *Cyrtodaria jenisseae* Sachs. Данный моллюск ничем не отличается от вида *Cyrtodaria angusta* Nyst et Westendorp, который, согласно заключению С. Фундера (Геологический музей Копенгагена), вымер задолго до начала позднего неоплейстоцена [22].

Присутствие вымершего вида моллюсков *Cyrtodaria jenisseae*, положение в разрезе между двумя средненеоплейстоценовыми моренами, наличие ОСЛ-датировок от 182 до 266 тыс. лет однозначно указывают на возраст морской толщи – пятая ступень среднего неоплейстоцена.

Мощность мариния – до 57 м.

Шестая ступень

Тазовская морена (glltz) является частью тазовского ледникового горизонта, выделенного С. Б. Шацким [Москвитин, 1954] как образование второго среднечетвертичного оледенения.

Морена представлена переуплотненным алевритистым, песчаным или глинистым диамиктоном с неравномерно рассеянным гравийно-галечным материалом, валунами до 1,5–2 м в диаметре, пликативными и дизъюнктивными дислокациями. Нередко в диамиктовой массе содержатся ксенокласты песчаных или глинистых пород с сохранившимися или разрушенными первичными осадочными текстурами [Назаров, 2011ф]. Морена слагает основание видимой части разреза всего Гыданского полуострова. В пределах листа, за исключением северо-западного и юго-восточного углов, на водораздельных пространствах с абс. отм. от 60 до 160 м морена является рельефообразующей, на междуречье Танама и Мессояхи ярко выражены мощные пояса параллельно-грядовых форм. В долинах она составляет цоколь для более молодых отложений, иногда подстилается хетским маринием. Перекрыта морена флювио- и лимногляциальными отложениями последнего оледенения. По правому берегу Енисея и в долине р. Танама с севера, а также с юга по долине р. Мессояха в морену вложены морские образования последующего межледниковья (каргинский и паютинский мариний).

Подощва морены обычно находится ниже уровня моря, поднимаясь на дневную поверхность в немногих местах: на Дорофеевском полуострове, по правому берегу р. Енисей в районе его правого притока р. Мезенина, в среднем течении Большой Хеты и в нижнем течении рек Нянгусьяха и Танама. Кровля диамиктовой толщи находится на различных гипсометрических отметках и достигает 140–160 м абс. выс.

Опорный разрез тазовской морены шестой ступени описан Д. В. Назаровым в обнажении Мыс Зверевский (номер 9 на карте). С резким волнистым контактом и угловым несогласием морена перекрывает пески хетского мариния. Подощва морены местами уходит по урез воды, местами поднимается на высоту около 12 м над уровнем моря.

Приподощвенная часть морены мощностью до 5 м представлена плотным глинистым диамиктоном от черного до темно-коричневого цвета с рассеян-

ной галькой и гравием кристаллических пород. Многочисленные линзы и прерывистые субпараллельные ленты песка в диамиктовой массе создают ложное впечатление параллельной слоистости. У песчаных лент резкие, ровные и притертые контакты, без признаков градиционных переходов. Развальцованные ленты и линзы мощностью до 3–5 см и протяженностью первые метры сложены подстилающими морену светло-серыми мелкозернистыми песками. Гравий и галька размерами до 5–6 см часто ориентированы длинными осями вдоль подошвы морены и ее параллельной псевдослоистости. В диамиктоне наблюдаются многочисленные текстуры обтекания гальки песками с возникновением «хвоста» в тени кристаллических обломков [Назаров, 2011ф] – гляциодинамические «торпедоструктуры» [90, 188].

Помимо указанных лент и линз песка в диамиктовой массе наблюдаются ксенокласты песков размерами от нескольких сантиметров до 2–3 м. Характерны растащенные и развальцованные в южном направлении края песчаных блоков. Однонаправленно вытянутые из крупных блоков песчаные «языки» и «хвосты» постепенно выклиниваются и продолжают в виде песчаных будинированных слоев. В приподошвенной части диамиктовой толщи песчаные блоки уходят своими корнями в подстилающие пески, т. е. захвачены из нее и ассимилированы перекрывающими породами. В ксенокластах содержатся частично сохранившиеся водно-осадочные текстуры – рябь течения и параллельная слоистость. Отдельные песчаные ленты смяты в складки или брекчированы. К четкому и ровному верхнему контакту песчаного слоя с диамиктоном приурочены многочисленные валуны, притертые на контакте пород различного состава. Подобные валуны характерны для поверхностей смещения мореносодержащего льда относительно пород ложа [187]. Движение валуна тормозится рыхлым материалом подстилающей породы, выдавленным перед его передним концом, до полной остановки [Назаров, 2011ф].

Морена согласно перекрывается алеврито-глинистыми ритмитами – ябтасалинским гляциолимнием. Выше залегают пески с бореальной фауной моллюсков – каргинский мариний.

Видимая мощность морены в районе разреза Мыса Зверевский и других изученных разрезов колеблется от 8 до 60 м. Кровля толщи осложнена глубокими эрозионными врезами, провалами и структурами оседания. Последнее, возможно, связано с полным или частичным вытаяванием льда из нижней диамиктовой толщи после ее образования [Назаров, 2011ф].

В обнажении у с. Караул морена представлена темно-серым песчанисто-алевритовым оскольчатым диамиктоном с галькой, гравием, валунами и включениями разной величины и форм линз и мелких ксенокластов рыхлого белого песка, а также развальцованных субгоризонтальных включений более темной коричневатой мелкокомковатой пластичной глины. Ксенокласты песков причудливо дислоцированы, смяты, изогнуты и брекчированы. Среди валунов встречены меловые песчаники с фауной толстостенных пелиципод, иногда встречаются и обломки раковин четвертичных моллюсков [94]. Перекрывается морена каргинскими морскими песками. В нескольких километрах к северу тазовская морена поднимается до абс. отм. 119 м, где образует комплекс параллельно-рядовых форм, ориентированных с севера–северо-запада на юго-юго-восток.

У с. Воронцово мощность морены достигает 20–25 м [94].

В рамках настоящей работы разрезы тазовской морены были изучены в среднем и нижнем течении р. Нянгусьяха, в районе устья р. Малая Сякутаяха, а также в верхнем и среднем течении р. Мессояха. Темно-серый оскольчатый песчано-глинистый диамиктон с гравием, галькой и, часто, с битой ракушкой слагает цоколь обнажений в долинах рек и формирует водораздельные возвышенности с абс. выс. до 114 м. К наивысшим отметкам приурочены пояса параллельно-грядового рельефа напорных морен.

В среднем течении р. Мессояха (точка 7240, номер 32 на карте) морена представлена переуплотненным диамиктоном с рассыпанной галькой и валунами, с песчаными ксенокластами видимой мощностью до 8 м, иногда в перевернутом залегании. Подошва морены находится на абс. отг. от 11 до 40 м, контакт с подстилающим хетским маринием резкий, тектонический. Часто в диамиктон затянуты нижележащие пески, создавая пламевидные текстуры, также нередко наблюдается ассимиляционная зона между песками и диамиктоном, где одни породы постепенно «переходят» в другие. Кровля морены находится на абс. выс. около 40 м, перекрывается она глинисто-алевритистыми ритмитами ябтасалинского гляциолимния. В морену с четким эрозионным контактом вложены аллювиальные пески первой и второй надпойменных террас. Видимая мощность морены – от 5 до 25 м.

В нижнем течении р. Нянгусьяха (точка 7231, номер 30 на карте), по правому берегу на дневную поверхность выходит темно-серый алевро-глинистый оскольчатый диамиктон с гравием и галькой, залегающий на песках хетского мариния. В приподошвенной части диамиктона ярко выражен ассимиляционный слой мощностью до 30 см, в котором наблюдается почти параллельное псевдопереслаивание нижележащих светло-серых песков и перекрывающего диамиктона, мощность «прослоев» – до первых сантиметров. Кроме того, отмечаются многочисленные пламевидные текстуры захвата и s-образные складки. Контакт с нижележащими песками резкий, находится на абс. выс. 34 м, прослеживается на 120 м вдоль обнажения. В диамиктоне наблюдаются прерывистые волнистые субгоризонтальные ленты мелкозернистых песков мощностью до первых миллиметров и песчаные ксенокласты, сложенные нижележащими светло-серыми песками с локально сохранившимися водно-осадочными текстурами. В одном из ксенокластов сохранившиеся слои перевернуты вертикально. Контакты ксенокласта с вмещающим диамиктоном резкие, в некоторых случаях пилообразные, сопровождающиеся многочисленными разрывными нарушениями и внедрениями вмещающего диамиктона в пески. Максимальный размер вскрытого ксенокласта – до 4 м в высоту и до 8 м в ширину. Морена перекрывается ябтасалинским гляциолимнием, общая мощность морены – до 6 м.

В среднем течении р. Танама, на ее правом берегу, непосредственно ниже устья р. Малая Салпада (точка 7219, номер 21 на карте) в обрыве вскрыт разрез террасы с абс. отг. 40–50 м. Морена залегаёт в основании обнажения от уреза воды до абс. выс. 30 м (видимая мощность – 24 м), представлена плотным темно-серым алевритисто-песчаным диамиктоном с рассеянными мелкими валунами и галькой. В большом количестве наблюдаются ксенокласты светло-серого белесого алеврита и тонкозернистого песка, часто развальцо-

ванные, вытянутые в линзы и прерывистые прослои, контакты у прослоев резкие и ровные, без признаков градиционных переходов. В нижней части обнажения прослои смяты в складку волочения амплитудой более 1 м, ориентированную с севера на юг. Морена перекрыта песками верхнеплейстоценового паютинского мариния.

На правом берегу р. Танама в 3 км ниже ур. Гусиное (точка 7220, номер 19 на карте) морена перекрывает дислоцированные пески хетского мариния. Она представлена переуплотненным оскольчатым песчано-алевритистым диамиктоном с гравием, галькой и валунами кристаллических пород. Наблюдаются линзы рыжеватого-серых песков протяженностью до 1 м, толщиной 1–10 см, линзы неровные, извилистые, в толще распространены бессистемно. Встречаются ксенокласты рыжеватого-серых мелкозернистых песков, размером до 1,5 м. Края ксенокластов сглажены, внешние контакты четкие и резкие. В ксенокластах присутствуют обломки створок моллюсков, аналогичные тем, что определены в описанных ранее песках. Отмечено, что некоторые створки сомкнуты и зафиксированы в вертикальном положении внутри ксенокласта, полностью окруженного диамиктоном. В переделах большей части обрыва мощность диамиктона не превышает 2–3 м, в центральной части, где субвертикальная перемычка диамиктона разделяет два отторженца морских песков, мощность достигает 25 м.

На абс. выс около 40 м морена перекрывается гигантским отторженцем меловых песков. Контакт неровный, резкий, волнистый. В приконтактной области также наблюдается большое количество сбросов и надвигов амплитудой от 3–5 до 30–40 см.

В рамках настоящей работы морена была прослежена в среднем течении р. Большая Хета. В 5 км ниже по течению от устья ее правого притока р. Солёная (точка 7251, номер 37 на карте) темный черно-коричневый песчано-алевритистый диамиктон с большим количеством рассеянной гальки, гравием и редкими валунами залегает на песках соленинского аллювия на абс. выс. 24 м. В диамиктоне через 10–50 см прослеживаются прерывистые полосы песка мощностью первые сантиметры и многочисленные песчаные ксенокласты округлые, обтекаемые, с сильно деформированными водно-осадочными текстурами, в том числе с образованием лежащих складок. Мощность ксенокластов достигает первых метров. В подошве диамиктона наблюдается ассимиляционная зона мощностью до 0,4 м с текстурами захвата нижележащих песков и s-образными складками. Мощность морены – 5 м. Перекрывается диамиктон песками и алевритами каргинского мариния.

Среднеплейстоценовый возраст морены уверенно определяется ее стратиграфическим положением. Подстиляется она песками хетского мариния со средним возрастом 221,2 тыс. лет и перекрывается более молодыми отложениями, возраст которых также подтвержден датировками.

Мощность морены – до 50 м.

Ябтасалинский гляциолимний (lglljb) выделяется впервые Д. В. Назаровым для обозначения толщи глинисто-алевритистых ритмитов и ленточных глин, согласно залегающей на кровле тазовского морены и подстилающей верхнеоплейстоценовый паютинский мариний вдоль побережья Обской и Тазовской губ.

Стратотип находится в обнажении Нюнтеда-Яха на восточном берегу Тазовской губы в 10 км в западу от рамки листа – на листе R-43. Озерно-ледниковые ритмиты подстилаются тазовской мореной, их подошва поднимается до абс. отм. 12–14 м, а кровля находится на высоте 26 м. Нижний резкий и ровный контакт фиксируется появлением переходного слоя мощностью 10 см. В этом слое наблюдается чередование тонких линзовидных слоев светло-серого алеврита толщиной 0,1–1 см и темно-коричневого алеврита толщиной 3–4 см. Линзы представлены мелкими дюнками с индексом ряби 7–10. Выше разрез представлен глинистыми алевритами с ритмичной слоистостью, мощность отдельных прослоев – от 3 до 12 см.

В южной части территории листа ябтасалинский гляциолимний слагает плосковолнистую поверхность с абс. выс. от 50 до 70 м, прислоняющуюся к средненеоплейстоценовым моренным возвышенностям. Разрезы гляциолимния были изучены в рамках настоящей работы в обнажениях рек Нянгусяха и Мессояха.

В среднем течении р. Нянгусяха (точка 7231, номер 30 на карте) на кровле тазовской морены шестой ступени наблюдаются серые и темно-серые средне- и крупнозернистые пески с прослоями темно-серых алевритов. Среди текстур преобладают подушечные текстуры и текстуры нагрузки размером от нескольких сантиметров до 40–50 см. В наиболее крупных текстурах сохраняется первичная параллельная слоистость: чередование прослоев среднезернистого серого песка мощностью 3–5 см с прослоями темно-серых алевритов (до первых миллиметров). Мощность слоев с подушечными текстурами – 1,5–3,5 м. Они чередуются с параллельно переслаивающимися светло-серыми песками и темно-серыми алевритами, которые падают под углами до 27°. Довольно крутое падение слоев и их разделение на отдельные блоки объясняется, вероятнее всего, вытаиванием льда из подстилающей морены, вследствие чего произошла просадка песков и алевритов. Кроме того, просадкой можно объяснить и возникновение подушечных текстур. Вскрытая мощность – около 6,5 м.

Ниже по течению р. Нянгусяха были описаны глинисто-алеверитистые ритмиты с мощностью одного ритма от первых до 10 см. В пределах одного ритма может проследиваться еще более тонкая ритмичность. В алеверитистых прослоях иногда видны деформированные текстуры ряби. Видимая мощность – около 6 м. Контакт с нижележащим диамиктоном тазовской морены находится на абс. выс. около 37 м.

На правом берегу р. Мессояха, в 18 км ниже по течению от ее правого притока р. Большая Варкутаяха (точка 7240, номер 32 на карте), на кровле тазовской морены зафиксированы глины, переходящие вверх по разрезу в алевро-глинистые ритмиты. В разрезе установлена регрессивная последовательность развития палеоводоёма. В нижней части толщи наиболее тонкая слоистость: мощность алеверитистых прослоев – до первых миллиметров, глинистых – до первых сантиметров, встречаются друпстоуны. Выше по разрезу слоистость утолщается: появляются алеверитовые прослои до 3 см с текстурами ряби (мощность данной пачки больше 1 м). Контакт с нижележащей тазовской мореной ровный, слабоволнистый, выделяется по появлению градиционной слоистости и друпстоунов, находится на абс. выс. 18 м. Кровля

гляциолимния находится на абс. отм. около 45 м. Видимая мощность толщи – 11 м.

Мощность ябтасалинского гляциолимния – от 6 до 11 м.

Селякинский гляциолимний (lgllsl) выделен С. Л. Троицким в качестве временного стратиграфического подразделения местного значения [Троицкий, 1979]. Название происходит от местного типового разреза на мысе Селякин, по правому берегу Енисея в 13,5 км ниже пос. Усть-Енисейский порт (Усть-Порт). Ранее включался в состав санчуговской свиты [137, 139, 159]. Отложения представлены алевроито-глинистыми ритмитами, согласно залегающими на кровле тазовской морены, перекрывающимися каргинским маринием.

На территории листа выходы селякинского гляциолимния встречаются в восточной части, на правом берегу Енисея, а также в Енисейском заливе в обнажениях мысов Зверевский и Сопочная Карга.

Опорный разрез селякинского гляциолимния описан в обнажении Мыс Зверевский (номер 9 на карте). Озерно-ледниковые осадки залегают на неровной кровле тазовской морены, которая местами достигает высоты 14 м над уровнем моря, местами уходит под урез воды. В основании разреза вскрываются проксимальные по отношению к краю ледника фации гляциолимния. Они представлены грубыми глинисто-алеврито-песчаными ритмитами видимой мощностью 6–8 м. Их отличительной чертой являются многочисленные друпстоуны (размерами до 20 см) и линзы гравийно-галечного материала с диамиктовым заполнителем. Близкое положение края ледника при достаточно больших глубинах внутриледникового водоема стало причиной большого количества грубообломочного материала, попадающего на дно бассейна и нарушающего ритмику озерной седиментации. Часть материала в виде отдельных глыб вытаявалась из многочисленных айсбергов, а часть осаждалась в озеро непосредственно с подтаявшего края ледникового щита.

Вверх по разрезу песчанитые ритмиты сменяются ленточными глинами – дистальными фациями. Смена гранулометрического состава отражает смену обстановки осадконакопления, после прибрежной – в центральной части бассейна, удаляющейся от побережья по мере таяния ледника. Мощность этой части разреза достигает 20 м.

Толща гляциолимния перекрывается песками каргинского мариния.

Максимальная мощность гляциолимния – 20 м.

Тазовский гляциофлювиал (flftz) является частью тазовского ледникового комплекса, представлен песками, как правило, хорошо сортированными с рассеянной галькой. Покрывает водораздельные пространства в центральной части площади листа за пределами позднплейстоценовых карского и ермаковского оледенений. Стратиграфический аналог никитинских песков, распространённых на правом берегу Енисея.

Пески закартированы по материалам дистанционного зондирования, где они легко узнаваемы по общему светлону и характерному рисунку мелких пятнышек – камовых холмиков, разделённых гляциокарстовыми озерами неправильной формы.

Опорный разрез расположен на правом берегу р. Мессояха, в 1 км ниже устья р. Вебосияха (точка 127, номер 28 на карте). В стенке оврага, примы-

кающего к реке, наблюдается толща песков общей видимой мощностью 16 м. Строение толщи сверху вниз следующее [240]:

1) серый мелкозернистый хорошо сортированный песок с неясной горизонтальной слоистостью – 4 м;

2) желто-серый мелкозернистый песок с линзами гравийно-галечного материала – 3 м;

3) разнозернистый песок с галькой с неясной горизонтальной слоистостью – 1 м;

4) серый тонкозернистый песок с горизонтальной слоистостью – 8 м.

В долине ручья – притока р. Нянгусяха (точка В-126, номер 29 на карте) на размывтой кровле среднелепесточенового мариния пятой ступени (салехардской толще, по Р. А. Биджиеву с соавторами [219]), залегает 10-метровая толща песков разнозернистых, плохосортированных, с редкой рассеянной галькой и линзами гравия и гальки.

На правом берегу р. Мессояха в 6 км выше устья р. Сядэйсотыяха (точка С-1,2, номер 31 на карте) на кровле тазовской морены наблюдается толща средне-мелкозернистых сортированных песков мощностью до 8 м [219].

Мощность гляциофлювиала – 8–16 м.

Никитинский гляциофлювиал (flnk). Никитинскими песками С. Л. Троицкий назвал песчаные отложения, обычно перекрывающие санчуговскую морену и слагающие водораздельные гряды на правобережье Енисея [Троицкий, 1979]. Отложения представлены песками от мелко- до крупнозернистых, хорошо сортированными, с редкой рассеянной галькой.

Стратотип никитинского гляциофлювиала расположен к востоку от рамки листа, на правом берегу р. Енисей ниже г. Дудинка в обрывах Никитинского яра и описан впервые Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским [94]. Здесь мелко-среднезернистые хорошосортированные пески с косою слоистостью залегают между среднеплейстоценовой (санчуговской у авторов) и ермаковской моренами. Из песков в разрезе были получены две ОСЛ датировки: 190 ± 11 и 135 ± 8 тыс. лет [206].

На территории листа никитинский гляциофлювиал был описан в обнажении на правом берегу Енисея у с. Воронцово [94]. Здесь в песках отмечаются включения пакетов валунно-галечного (абляционного) материала – айсблоковой морены. Пески общей мощностью до 20 м залегают на кровле тазовской морены, перекрываются зверевским маринием.

За пределами распространения ермаковского и карского позднеплейстоценовых ледников на правом берегу Енисея авторы настоящей записки отнесли к никитинскому гляциофлювиалу пески, перекрывающие тазовскую морену на водораздельных возвышенностях – между реками Мезенина на севере и Таналау на юге. Пески узнаваемы на материалах дистанционного зондирования по общему светлостому фототону и характерному рисунку мелких пятнышек – камовых холмиков, разделенных гляциокарстовыми озерами неправильной формы. Корреляция водораздельных песков с межморенными песками Никитинского яра условна из-за отсутствия удовлетворительных описаний разрезов песков на междуречьях и основана на дешифрировании материалов дистанционного зондирования.

Мощность никитинского гляциофлювиала – до 20 м.

Верхнее звено

Первая ступень

Малохетский аллювий (*allml*) впервые описан В. Н. Саксом в разрезах нижнего течения р. Малая Хета и рассматривался С. Л. Троицким [162, 163] в качестве парастратотипа каргинского горизонта. Как таковой был принят Н. В. Кинд [95] в ее известной схеме [Государственная..., 2015]. Малохетский аллювий является континентальным аналогом паютинской и каргинской морских толщ.

На территории листа в рамках настоящей работы изучен единственный разрез малохетского аллювия на правом берегу протоки Лама, в 2 км от слияния ее с р. Танама (точка 7225, номер 20 на карте). В высоком обрыве от уреза воды наблюдаются песчано-алевритистые осадки видимой мощностью до 18 м. В нижней части видимого разреза аллювиальной толщи наблюдаются русловые фации – среднезернистые пески с желобообразной косою слоистостью мощностью до 2 м. Вверх по разрезу косослоистая текстура песков сменяется лингоидной и восходящей синфазной и пологонаклонной рябью течения. Верхняя часть толщи мощностью 2–3 м представлена песками и алевритами с параллельной слабоволнистой слоистостью, с большим количеством рассеянных корней и корнеходов. У кровли находится прослой растительного войлока мощностью 1–3 см. К верхней части толщи приурочены несколько горизонтов морозобойных клиньев 5–20 см глубиной, от кровли вниз уходят псевдоморфозы по эпигенетическим повторно-жильным льдам до 3 м глубиной. Вероятно, верхняя часть толщи представляет собой пойменную фацию аллювия, но, может быть, это субазральные покровные пески и алевриты.

Пески перекрыты ритмичной толщей алевритов, глинистых алевритов и глин парисентовского гляциолимния.

Нами получена одна радиоуглеродная дата по древесине – $46,1 \pm 1,4$ тыс. лет. Дата находится на грани возможностей метода, а аллювий перекрыт ритмичной толщей парисентовского гляциолимния второй ступени верхнего неоплейстоцена. Следовательно, его возраст – более древний.

Из малохетского аллювия в обнажении Малая Хета на соседнем листе R-45 были получены три ОСЛ датировки – 80, 99, 121 тыс. лет [27].

Видимая мощность малохетского аллювия – 18 м.

Паютинский мариний (*mlllpt*) выделен Д. В. Назаровым в 2011 г. в качестве морской толщи, подстилающей морену последнего покровного оледенения вдоль побережья Обской и Тазовской губ, а также в западной части Гыданского полуострова. Ареальный стратотип находится за западной рамкой листа в обнажениях на реках Белая Яра и Нюнтеда-Яха, в нескольких обнажениях вдоль побережья Тазовской губы и в районе мыса Наблюдений. Мариний представлен песками и алевритами с прослоями растительного детрита и фауной моллюсков. Залегает на тазовской морене, перекрывается карской мореной или, южнее границы карского оледенения, парисентовским гляциолимнием и юрибейским гляциофлювиалом. Является стратиграфическим аналогом каргинского мариния, распространенного вдоль долины Енисея. На п-ове Ямал паютинскому маринию соответствует лабусуйяхинская свита [Государственная..., 2015].

В северной части Гыданского п-ова дислоцированные ледником осадки паютинского мариния слагают водораздельные возвышенности с абс. отм. 80–150 м, а также являются цоколем для аллювиальных террас. В центральной и юго-западной частях листа, вне зоны верхнеплейстоценового оледенения паютинская толща образует морскую террасу с абс. выс. поверхности 50–60 м. Разрезы мариния были изучены авторами настоящей записки в процессе полевых работ 2016 г.

Опорный разрез паютинского мариния описан в среднем течении р. Танама (точка 7219 «Малая Салпада», номер 21 на карте), где река подрезает террасовидную поверхность с абс. отм. 40–45 м (абс. выс. бровки обрыва – 35 м).

На размытой кровле тазовской морены, абс. отм. которой колеблются в интервале 7–16 м, залегает песчано-алевритовая толща паютинского мариния общей мощностью до 22 м. В основании она представлена светло-серыми средне- и крупнозернистыми песками с перекрестной и желобообразной косою слоистостью общей мощностью до 5 м. В интервале абс. отм. 14–17 м пески согласно перекрываются серо-коричневыми алевритами и алевритистыми песками с параллельной слоистостью, содержащими прослойки светло-серых песков с мелкой рябью течения (мощность прослоев – до 10–12 см). Здесь наблюдаются немногочисленные рассеянные обломки раковин двустворчатых моллюсков. Эта пачка выше сменяется среднезернистыми песками с перекрестной косою слоистостью, аналогичными вышеописанным.

В интервале 22,5–26 м абс. выс. в пачке коричнево-серых алевритов и светло-серых алевритистых хорошосортированных песков с параллельной слоистостью содержится большое количество хорошо сохранившихся раковин двустворчатых моллюсков, включая целые сомкнутые раковины, а также раковины, зафиксированные в вертикальном положении. А. В. Меркульевым (ЗИН РАН) были определены следующие виды моллюсков: бореально-арктические *Admete viridula*, *Amauropsis islandica*, *Astarte borealis*, *Astarte crebricostata*, *Astarte crenata*, *Astarte montagui*, *Axinopsida orbiculata*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Cryptonatica affinis*, *Curtitoma* sf. *tenuicostata*, *Cylichna alba*, *Ennucula tenuis*, *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Mya pseudoarenaria*, *Mya truncata* Linnaeus, *Mytilus edulis* Linnaeus, *Neptunea despecta*, *Nuculana pernula*, *Serripes groenlandicus*, *Tachyrhynchus erosus*, *Thyasira equalis*, бореальные *Arctica islandica*, *Macoma balthica*. Наблюдаются многочисленные субвертикальные U-образные ходы зарывания и другие ихнофоссилии. Длина ходов зарывания – от 1 до 10 см. Слой сильно биотурбирован, из первичных текстур сохранилась лишь фоновая параллельная слоистость, мощность прослоев алеврита – 5–25 см, пес. – до 10 см.

По пескам был получен ОСЛ возраст 92 тыс. лет.

На правом берегу Танама в 18 км выше по течению от устья ее левого притока – р. Лыбонкатьяха (точка 7213, номер 25 на карте) основание обнажения от уреза реки сложены массивными глинистыми алевритами темно-серыми, порой черными мелкооскольчатыми, с линзами песка, с большим количеством обломков створок бореально-арктических моллюсков: *Cryptonatica affinis* (Gmelin), *Buccinum scalariforme* (Møller), *Ennucula tenuis* (Montagu), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Nuculana pernula* (Müller) (определения А. В. Меркульева, ЗИН РАН). Общая видимая мощность пачки – до 7 м.

Выше, в интервале высот 7–14 м над рекой, залегают глинистые и алевроитистые ритмиты. Наблюдается тончайшая параллельная слоистость (мощность слоев первые мм) и такая же тонкая восходящая рябь течения, мощность валиков – до 1 см. Направление палеотечения, согласно форме восходящей ряби, направлено в сторону течения современной р. Танамы. Перекрывается толща массивными глинистыми алевроитами с большим количеством двустворчатых моллюсков и гастропод. Общая мощность мариния в обнажении – 20 м.

Из средней части морской толщи было получено два ОСЛ возраста – 101 и 128 тыс. лет.

В подъемном материале из осыпи так же были определены следующие виды двустворчатых моллюсков и гастропод: бореально-арктические *Neptunea heros* (Gray), *Cryptonatica affinis* (Gmelin), *Curtitoma incisula* (Verrill), *Buccinum undatum* (Linnaeus), *Colus pubescens* (Verrill), *Colus islandicus* (Mohr), *Colus* sp., *Buccinum scalariforme* (Møller), *Buccinum terraenovae* (Beck in Mörch), *Neptunea* sp., *Tachyrhynchus erosus* (Couthouy), *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Nuculana pernula* (Müller), *Thyasira sarsii* (Philippi), *Ennucula tenuis* (Montagu), *Astarte borealis* (Schumacher), *Astarte crenata* (Gray), *Yoldia hyperborean* (Gould), *Ariadnaria insignis* (Middendorff), бореальная *Macoma balthica* (Linnaeus), арктические *Colus sabini* (Gray), *Bathyarca glacialis* (Gray), *Portlandia arctica* (Gray). На бечевнике были найдены аргиллитовые железистые конкреции размером от 2 до 5 см в поперечнике, содержащие в себе клешни тихоокеанского краба-стригуна *Chionoecetes opilio*.

На правом берегу р. Гыда, в 7 км от ее истока (точка 7192, номер 15 на карте) в цоколе второй надпойменной аллювиальной террасы была вскрыта толща паютинского мариния видимой мощностью 4,5 м в интервале абс. отм. 7,5–12 м. В основании разреза наблюдаются серые среднезернистые пески со смещенной восходящей рябью течения, где подветренные склоны гребней ряби драпируются немногочисленными зернами более темноокрашенных минералов. Мощность песчаных прослоев с данным видом слоистости варьирует от нескольких до 10 см. Прослой отделены друг от друга параллельными плоскостями, которые представляют собой поверхности перерыва в осадении и эрозии. Общая мощность песков с восходящей рябью течения – 3,5 м. Выше залегают средне- и мелкозернистые серые пески, переслаивающиеся с темно-серыми глинистыми алевроитами. Мощность прослоев – до 10–15 см, а всего слоя – 1 м. В верхней части слоя наблюдаются многочисленные пластичные и хрупкие деформации. Амплитуда сбросов по сместителю составляет до 10 см. Мариний перекрывает аллювиум второй террасы.

На западном берегу оз. Ямбуто, в 2,7 км к западу от устья реки Сармикьяха (точка 7200, номер 11 на карте) в обрыве вскрыт разрез водораздельной возвышенности с абс. отм. 40–45 м. Паютинский мариний слагает основание разреза. В нижней части обрыва, в интервале 8–14 м абс. выс., наблюдаются желтовато-серые тонко-мелкозернистые пески с параллельной слоистостью. Мощность слоев варьирует от 2–3 до 30 см. В тонких прослоях наблюдаются мельчайшие дюнки высотой до 10 мм, протяженностью 2–3 см. В более мощных прослоях наблюдается лингоидная и восходящая рябь течения. Встре-

чаются прослойки алевритов темно-серых, сизых, коричневых с глинистыми примазками, мощностью в первые сантиметры. Встречены линзы растительного детрита мощностью от нескольких мм до 2 см, облегающие дюнки. Слоистость часто нарушена многочисленными подушечными текстурами, текстурами нагрузки высотой до 20 см. Нижний контакт скрыт под осыпью. Перекрывается мариний ленточными глинами парисентовского гляциолимния.

Дислоцированные осадки паютинского мариния наблюдались в обнажениях на южном берегу оз. Хасато (точка 7191, номер 17 на карте), в береговых обрывах которого вскрыт северный склон Гыданской гряды. Блоки светло-серых мелкозернистых кварцевых песков и сизо-серых алевритов, в которых сохранились первичные водно-осадочные текстуры лингоидной и восходящей ряби, прослежены во вмещающем диамиктоне карской морены вдоль обрыва высотой до 25 м над урезом воды на протяжении 2 км. Размеры блоков – до нескольких метров, в некоторых из них первичные текстуры морских песков ориентированы субвертикально.

Возраст паютинского мариния определяется самым верхним стратиграфическим положением среди морских толщ с тепловодной фауной в сводном разрезе региона, что позволяет говорить о межледниковье начала верхнего неоплейстоцена. На п-ове Ямал возраст лабусуйяхинской свиты, стратиграфического аналога паютинского мариния определен восемью ОСЛ датами со средним значением 115,4 тыс. лет [Государственная ..., 2015].

Мощность паютинского мариния – до 22 м.

Каргинский мариний (mllkr) впервые был описан В. Н. Саксом на мысе Каргинский в низовьях Енисея между пос. Караул и Усть-Порт и послужил опорным разрезом для обоснования последлениковой морской трансгрессии [136, 137]. Позднее С. Л. Троицким (1966 г.) был обнаружен горизонт морены, перекрывающий морские отложения, а из последних по растительному детриту были получены четыре радиоуглеродные датировки в диапазоне 42–50 тыс. лет [95]. Это послужило основанием для выделения самостоятельной каргинской трансгрессии, а перекрывающая морена была отнесена к сартанскому возрасту [95]. С появлением современных ЭПР, U-Th и ОСЛ методов определения абсолютного возраста было установлено, что морские отложения мыса Каргинский имеют возраст в интервале 97–119 тыс. лет и относятся к МИС 5е, первой ступени верхнего неоплейстоцена [68, 71, 197, 243].

Мариний представлен глинами, глинистыми алевритами и песками с бореально-арктической фауной моллюсков и фораминифер, залегает на тазовской морене, перекрывается верхнеплейстоценовыми моренами – мкориттской в северо-восточной части территории листа и ермаковской в юго-восточной. Является стратиграфическим аналогом паютинского мариния.

Отложения каргинского мариния прослежены в нижнем течении Енисея, а также в долине Большой Хеты.

Стратотип находится на правом берегу Енисея, близ мыса Каргинский (номер 22 на карте, обнажения 34-42-35-Т С. Л. Троицкого [163]). В основании разреза с 3,5 м над урезом воды наблюдаются пески (слой 18 по Н. В. Кинд – 1974 г.) мелкозернистые, желто-палевые, с параллельной слоистостью, с редкими прослоями коричневых алевритов, общей мощностью

до 6–7 м. Выше (слой 17 [95]) залегают палевые глинистые мелкозернистые пески с прослоями намывного сильно разложившегося торфа мощностью до 5 см, с многочисленными раковинами *Macoma balthica* (L.) и *Mytilus edulis* L. Мощность пачки – 3,3 м. Следующий слой (слой 16 [95]) представлен мелко- и тонкозернистыми песками с прослоями бурых алевритов и многочисленными раковинами морских моллюсков общей мощностью до 5 м. Венчается разрез мариния бурыми алевритами (слой 15 [95]) с параллельной слоистостью и дисковидными конкрециями общей мощностью до 3–7 м. Общая вскрытая мощность каргинского мариния в данном разрезе составляет 17 м. Перекрывается мариний ермаковской мореной на абс. отм. около 20 м.

В слоях 16 и 17 были определены (определения С. Л. Троицкого) бореальные виды *Macoma balthica* L., *Mytilus edulis* L., бореально-арктические *Natica clausa* Brod. et Sow., *Buccinum fragile* G. Sars., *Astarte borealis* (Chemn.), *A. montagui* Dillw., *Cardium ciliatum* Farb., *Neptunea borealis* Phill., *Serripes groenlandicus* (Chemn.).

По результатам карпологического анализа, проведенного В. П. Никитиным, из прослоя лагунного торфа в слое 17 [95] были определены остатки мхов, папоротников, травянистых: сабельника, лапчатки, маревых, осок, кустарничков: водяники черной, а также ольхи и березы. Спорово-пыльцевые спектры (составлены М. В. Барковой) характеризуются большим количеством хвойных пород – сосны и ели, а также пыльцы березы. Можно предполагать лесную растительность по берегам моря, растительный комплекс отвечает сравнительно теплым климатическим условиям и смещению зон к северу в пределах 3–5° широты [95].

Из морских песков Каргинского мыса были получены 10 ОСЛ датировок со средним значением 111,5 тыс. лет в интервале 119–97 тыс. лет, одна ЭП датировка 94 тыс. лет [68, 71, 207, 243].

В разрезе Сопочная Карга (точка 0409 Е. А. Гусева с соавторами (2012 г.), номер 2 на карте) в песках каргинского мариния были собраны и определены следующие виды моллюсков: *Macoma brota* Dall, 1916, *M. calcarea* (Gmelin, 1791), *M. baltica* (Linnaeus, 1758), *Cryptonatica affinis* (Gmelin, 1791), *Lunatia pallida* (Broderip et Sowerby, 1829), *Neptunea ventricosa* (Gmelin, 1790), *Solarriella varicosa* (Migbeis et Adams, 1842), *Margarites olivaceus* (Brown, 1827), *Admete viridula* (Fabricius, 1780), *Buccinum hydrophanum* Hancock, 1846, *Colus* sp., *Boreotrophon truncatus* (Strom, 1767), *Oenopotinae* gen. spp., *Hiatella arctica* (Linnaeus, 1767), *Balanus hammeri*, *Balanus balanoides*, *Chlamys islandica* (Müller, 1776), *Clinocardium ciliatum* (Fabricius, 1780), *Nuculana* cf. *radiata* (Krause, 1885), *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Astarte arctica* (Gray, 1824), cf. *Hemithyris psittacea* (Gmelin, 1790), *Mytilus edulis* Linnaeus, 1758, cf. *Panomya ampla* Dall, 1898. Интересно присутствие видов тихоокеанского происхождения, например, *Macoma brota*. До сих пор никто не указывал на находки этого вида на енисейском севере [69]. Из песков были получены две ОСЛ датировки – 112 и 117 тыс. лет [71].

В разрезе Ладыгин Яр (точка 0826, Е. А. Гусев с соавторами [69], номер 18 на карте) в верхней (по течению Енисея) части обнажения береговой обрыв сложен глинистыми алевритами с параллельной слоистостью видимой мощностью 23 м, бровка обрыва находится на абс. отм. около 40 м. В 4–5 м ниже

бровки в алевритях наблюдаются раковины моллюсков. Среди них определены *Hiatella arctica* (Linn., 1767), *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Astarte arctica* (Gray, 1824), *A. borealis* (Schumacher, 1817), *A. montagui* (Dillwyn, 1817). По раковинам были получены две U-Th датировки – 112 и 129 тыс. лет [69]. В 600 м ниже по течению Енисея в алевриты каргинского мариния вложены пески зверевского мариния.

На мысе Зверевский морские каргинские отложения представлены переслаивающимися песками и алевритами, они вложены в морену и гляциолимнический тазовского ледникового комплекса и с размывом перекрываются песками зверевского мариния. Мощность каргинской толщи здесь достигает 20 м, подошва опускается ниже уровня моря, а кровля поднимается до 20 м абс. выс. Контакт с подстилающими толщами резкий, эрозионный. Существенно, что практически по всей мощности и на протяжении примерно 1 км, каргинская толща разбита на отдельные блоки вдоль многочисленных сбросов при сохранении первичных осадочных текстур. Размеры блоков меняются от нескольких сантиметров до многих метров, а амплитуда сбросов вдоль сместителя составляет от 3–4 см до 0,5–1 м. Вероятно, толща деформировалась при просадках в результате вытаявания льда из подстилающей, изначально льдистой морены [243].

Из каргинских морских песков на мысе Зверевский получено два ОСЛ возраста: 178 ± 12 тыс. лет и 134 ± 8 тыс. лет [243].

В рамках настоящей работы также была изучена долина р. Большая Хета. Основание береговых обрывов в среднем течении между устьями Хикигли (территория листа Q-44) и Солёной сложено песчано-алевритовой толщей с многочисленными раковинами морских моллюсков. Толща перекрыта образованиями ермаковского ледникового комплекса – мореной, гляциолимнием и гляциофлювиалом.

Опорный разрез был изучен на правом берегу Большой Хеты в 5 км ниже по течению от устья ее правого притока – р. Солёная (точка 1725, номер 37 на карте). Мариний представлен сизо-серо-коричневыми глинистыми алевритами с песчано-алевритистыми прослоями, с многочисленными створками раковин моллюсков общей мощностью до 8 м. Залегает на тазовской морене, перекрывается ермаковскими гляциофлювиальными песками. Подошва морской толщи неровная, подчеркнутая прослоем обломков раковин моллюсков, находится на абс. выс. 29 м. В этом разрезе были собраны и определены (определение А. В. Меркульева (ЗИН РАН): арктические виды *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Obesotoma starobogatovi* Bogdanov, 1990, бореально-арктические *Macoma calcaria* (Gmelin), *Hiatella arctica* (Linnaeus, 1767), *Lyonsia arenosa* (Møller, 1842), *Cylichnoides densistriatus* (Leche, 1878), *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Axinopsida orbiculata* (G. O. Sars, 1878). Из песчаного прослоя получена ОСЛ дата 137 тыс. лет. Из морской толщи в обнажении 7246 (в 4 км к югу от рамки карты, лист Q-44) получены ОСЛ даты 135 и 125 тыс. лет.

Возраст каргинского мариния определяется самым верхним стратиграфическим положением среди морских толщ с тепловодной фауной в сводном разрезе региона. Из морских песков получено более 10 ОСЛ дат в диа-

пазоне от 97 до 140 тыс. лет со средним значением около 112 тыс. лет [68, 71, 207, 243].

Мощность каргинского мариния – до 23 м.

Вторая ступень

Ермаковская морена (*glller*) выделена в долине Енисея на участке от г. Игарка до р. Сухая Тунгуска [87], представлена глинистым и алевритопесчанистым диамиктоном с валунами и галькой.

На территории листа морена распространена в юго-восточной части. На правом берегу Енисея – южнее Каргинского мыса, на левом – вдоль рек Варнгэяха и Большая Хета. С запада гляциокарстовый рельеф ермаковской морены ограничен поясом параллельно-грядового рельефа чешуйчатых морен в абс. отм. до 191 м. Они имеют ориентировку север–северо-восток–юг–юго-запад, указывая на Путоранский центр растекания льда, и маркируют границу распространения оледенения.

Морена была прослежена в береговых обнажениях р. Большая Хета между устьями рек Варомыяха и Ахиктакаги. Она представлена серо-коричневым алевритопесчанистым диамиктоном с галькой, щебнем и редкими валунами. На бечевнике наблюдается значительное количество валунов и гальки, среди которых есть и ледогранники. В диамиктоне встречаются линзы песка протяженностью до первых метров и мощностью до 1 см. Контакт морены с нижележащими среднелепесточными морскими песками резкий и несогласный. На контакте находится ассимиляционная зона мощностью около 30 см со следами затягивания и растаскивания нижележащих песков. В 8 км выше устья р. Ахиктакаги (точка 7254, номер 35 на карте) подошва морены с высоты 21 м над рекой уходит под урез воды, круто падая в северо-западном направлении.

В разрезе мыса Каргинский ермаковская морена мощностью 6–7 м залегает на песках каргинского мариния на абс. выс. около 20 м [95]. Перекрывается ангутихинским гляциолимнием.

Авторы настоящей записки отнесли к ермаковской морене темно-серые алевриты с галькой, у подошвы с линзами тонкозернистого песка, вскрытые в скв. 7 (номер 27 на карте) в диапазоне абс. отм. от –7 до –36 м [77]. Морена залегает на хетском маринии, перекрывается ермаковским гляциофлювиалом. В скв. 31-БХ (номер 36 на карте) на хетском маринии с поверхности залегает толща алевритов с валунами, галькой, линзами глин и песков, общей мощностью 38 м [12, 13].

Прослеженная мощность диамиктона ермаковской морены достигает 38 м, в зоне распространения фации чешуйчатых морен общая мощность гляциотектонического образования может достигать 100 м.

Ангутихинский гляциолимний (*lglllan*) выделен В. А. Зубаковым по названию стратотипического яра у села Ангутиха, несколько выше по течению р. Енисей от южной рамки листа [87]. Представлен ленточными и ритмично-слоистыми глинами и алевритистыми глинами. На территории листа они выполняют депрессии вдоль долин рек Енисей, Большая Хета и их притоков, располагаясь в интервале абс. выс. от 10 до 50 м. Нередко верхняя

часть разреза сложена параллельно переслаивающимися темно-серыми алевроитистыми глинами и серыми тонкозернистыми полимиктовыми песками.

В разрезе мыса Каргинский ленточные глины видимой мощностью около 5 м залегают на кровле ермаковской морены [95].

В северо-восточном углу площади листа в скважинах 1 и 2 (номера 4 и 1 на карте) алевроито-глинистые ритмиты мощностью 4 и 5 м соответственно вскрыты под эоловыми песками и алевроитами на кровле мокориттской морены [77].

На левом берегу Енисея глициолимний закартирован по материалам дистанционного зондирования в бассейне рек Солёная и Большая Хета, где он приурочен к плоско-вогнутым замкнутым депрессиям среди гляциокарстового рельефа с абс. отм. до 60 м. Тыловой шов озерно-ледниковых террас выражен нечетко, т. к. перекрыт ермаковскими гляциофлювиальными песками либо солифлюкционными позднеплейстоцен-голоценовыми шлейфами, не показанными на карте ввиду их небольшой мощности.

В скв. 5 (номер 26 на карте, описание приведено по Н. Г. Загорской с соавторами [77]) под плохопромытыми гляциофлювиальными глинистыми песками в интервале абс. отм. от –13 до 26 м вскрыта толща глин с тонкой слоистостью, с тонкими прослоями тонкозернистого песка, с рассеянной галькой. В нижней части встречено несколько мелких валунов. Общая мощность толщи – 39 м.

Авторы настоящей записки отнесли к ангутихинскому гляциолимнию толщу алевро-глинистых ритмитов с переотложенными обломками фораминифер, вскрытую с поверхности в скв. 26-БХ (номер 39 на карте) на кровле среднеплейстоценового мариния пятой ступени, общей мощностью до 70 м [12, 13].

Мощность ангутихинского гляциолимния – до 70 м.

Ермаковский гляциофлювиал (*filler*) является частью ермаковского ледникового комплекса, представлен песками, гравийниками и галечниками, приуроченными к краевым областям распространения ермаковской морены.

По правому берегу р. Большая Хета, в 5 км ниже по течению от устья ее правого притока – р. Солёная (точка 7254, номер 35 на карте) в рамках настоящей работы были обнаружены светло-серые мелко- и среднезернистые косы и параллельнослоистые пески. Мощность косых серий – до 0,7 м. Контакт с нижележащими каргинскими морскими алевроитами резкий, эрозионный, с многочисленной глиняной галькой в основании. Абс. выс. подошвы колеблется от 32 до 38 м, видимая мощность – 4 м.

Авторами настоящей записки к гляциофлювиалу отнесены мелко- и среднезернистые, местами глинистые пески с наклонной слоистостью, общей мощностью 25 м, вскрытые с поверхности в скв. 7 (номер 27 на карте) [77] на кровле ермаковской морены.

Мощность ермаковского гляциофлювиала второй ступени неоплейстоцена – до 25 м.

Карская морена (*glllks*) впервые выделена В. Н. Гатауллиным [Г43], названа «карской», т. к. по мнению автора названия, ледник, сформировавший морену, двигался с шельфа Карского моря. Стратотип находится в рай-

оне устья р. Марре-Сале на восточном побережье Байдарацкой губы Карского моря [Государственная..., 2015]. Морена представлена глинистым диамиктоном с валунами и галькой, с песчаными ксенокластами. Залегает на паютинской морской толще, перекрывается плащеобразно флювио- и лимногляциальными отложениями.

Карская морена распространена в северо-западной части листа, ее ареал ограничен южным подножием Гыданской гряды, которое маркирует границу продвижения ледника с Карского шельфа. Морена представлена практически повсеместно фацией чешуйчатых морен, деформированных вместе с подстилающими породами под напором ледника, и включающих смятые в складки и чешуйчато надвинутые блоки и пластины, сложенные как моренным материалом, так и затянутыми в морену подстилающими породами [11]. Гыданская гряда представляет собой краевую морену, состоящую из пластин моренного диамиктона и блоков деформированных песков паютинского мариния, выраженную в ландшафте цепочками параллельно-грядового рельефа.

В юго-восточных береговых обрывах оз. Хасато (точка 7191, номер 17 на карте) вскрываются отложения, слагающие проксимальный склон Гыданской гряды, – паютинский мариний и карская морена. Морена представлена темно-коричневым с синим оттенком оскольчатым диамиктоном, содержащим песчаные линзы, не выдержанные по простиранию, и гальку. У песчаных линз нет признаков градиционных переходов с вмещающим диамиктоном, водно-осадочных текстур и признаков эрозии. Контакты линз резкие и ровные. Вблизи контакта с подстилающими отложениями в диамиктоне прослеживаются пламевидные текстуры захвата нижележащих паютинских морских песков мощностью до 20 см, протяженностью до первых метров. В теле вмещающего диамиктона хвосты развальцовываются и формируют отдельные полосы песков мощностью от первых сантиметров до дециметров. В юго-западной части обрыва в верхней части склона вскрыт ксенокласт морских песков высотой около 3 м и шириной около 5 м с сохранившимися первичными осадочными текстурами лингоидной и восходящей ряби, ориентированными субвертикально.

На западном берегу оз. Ямбуто (точка 7202, номер 13 на карте) в обрыве наблюдается темно-серый алевритистый диамиктон с редкой галькой с линзами и ксенокластами светло-серого мелкозернистого песка. Видимая мощность диамиктовой толщи с ксенокластами – около 12 м.

Возраст карской морены определяется тем, что она перекрывает паютинские морские межледниковые образования со средним значением 115 тыс. лет.

Максимальную мощность карской морены можно оценить лишь приблизительно, так как на Гыданской гряде скважин нет, а в обнажениях можно наблюдать лишь фрагменты разреза морены. Учитывая, что абсолютные отметки гребня гряды достигают 100 м, а подножие дистального склона располагается приблизительно на 40 м, можно предположить, что общая мощность диамиктона морены с ксенокластами деформированных паютинских песков достигает 60–70 м.

Парисентовский гляциолимний (*lgllpr*) впервые выделен Д. В. Назаровым в составе юрибейской свиты водно-ледниковых образований второй ступени верхнего звена неоплейстоцена [Назаров, 2011ф]. Представ-

лен ленточными глинами и глинисто-алевритистыми ритмитами с прослоями песков. Стратотип расположен в верховьях р. Юрибей, в 35 км к юго-западу от оз. Парисенто – 69°50' с. ш., 74°54' в. д. Гляциолимний здесь перекрывает диамиктон карской основной морены с погребенными ледниковыми льдами [Назаров, 2007].

Выделяются три области распространения парисентовского гляциолимния – севернее Гыданской гряды в зоне карского оледенения, непосредственно к югу от южной границы распространения карской морены вдоль по левому берегу Енисея, р. Танама и ее притоков, и в южной части листа – в бассейне Мессояхи.

В зоне карского оледенения на материалах дистанционного зондирования видны пологоволнистые замкнутые депрессии, окруженные массивами гляциокарстового рельефа, с абс. отм. от 20 до 50 м. В рамках работы по листу полевые исследования были проведены на озерах Ямбуто, Хасато и р. Периптавесе. Опорный разрез гляциолимния был изучен на северном берегу оз. Ямбуто (точка 7200, номер 11 на карте). На песках паютинского мариния на абс. выс. 11 м залегают алевритистые глины с ритмичной слоистостью, толщина слоев – первые миллиметры. Вверх по разрезу толщина слоев увеличивается до первых сантиметров, появляются прослой тонкозернистого песка. Наблюдаются многочисленные деформации типа сбросов, амплитуда которых не превышает 2–3 см. В прослоях песков видна восходящая рябь течения, в алевритовых прослоях встречается растительный детрит. Общая мощность толщи достигает 10 м. Перекрывается гляциолимний палевыми песками байдарацкого эолия.

На северной стороне оз. Хасато (точка 7189, номер 16 на карте) в обнажениях прослежены трансгрессивно-регрессивные фазы развития водоема, отражающиеся в чередовании в разрезе ленточных глин и мелкозернистых светло-серых параллельнослоистых песков с лингоидной и восходящей рябью. Общая вскрытая мощность гляциолимния – 20 м.

В приледниковой зоне разрез гляциолимния описан на правом берегу протоки Лама, в 2 км от слияния ее с р. Танама (точка 7225, номер 20 на карте). На кровле малохетского аллювия залегают толща алеврито-глинистых ритмитов общей видимой мощностью около 20 м.

В южной части листа в бассейне Мессояхи в пределах среднееоплейстоценовой ябтасалинской озерно-ледниковой равнины выделяется пологоволнистая поверхность на более низком гипсометрическом уровне, местами отделенная четким уступом с абс. выс. тылового шва около 50 м. Авторы настоящей записки интерпретировали эту поверхность как дно, а тыловой шов уступа как береговую линию подпрудного приледникового водоема, существовавшего к югу от карского покровного ледника в районе Обской и Тазовской губ. На КЧО второго поколения здесь показана озерно-аллювиальная третья терраса, которую слагают «пески, супеси и суглинки (до 18 м)» [58]. В цоколе первой надпойменной террасы в нижнем течении р. Мессояха на протяжении более 5 км (точки 487–489, номер 38 на карте) под аллювием наблюдаются тонкозернистые хорошо сортированные серые пески без растительного детрита вскрытой мощностью более 2 м [Ломаченков и др., 1954].

Мощность парисентовского гляциолимния – до 20 м.

Юрибейский гляциофлювиал (*flllju*) впервые выделен Д. В. Назаровым на Гыданском полуострове, на соседнем с запада листе R-43, в верхнем течении р. Юрибей (на ее правом берегу в 5 км выше по течению от устья его правого притока – р. Хабинтоинсе [123]). Представлен светло-серыми, местами желтоватыми, хорошо сортированными косослоистыми песками от мелко- до крупнозернистых с линзами и прослоями гравия. Формирует зандровую полого наклоненную равнину, прислоненную к дистальному склону Гыданской гряды, снижающуюся в южном направлении от 80 до 40 м абс. выс. Мощность гляциофлювиальных песков достигает 10 м [243].

По пескам в разрезе Юрибей на листе R-43 были получены три ОСЛ датировки: 66 ± 4 , 69 ± 4 , 69 ± 4 тыс. лет [243].

Мощность юрибейского гляциофлювиала – 10 м.

Мокориттская морена (*glllmt*) слагает мокориттский краевой пояс, выделенный Л. Л. Исаевой как один из основных элементов ледниковой морфоскульптуры Таймыра [Антропоген..., 1982]. На территории данного листа распространена в северо-восточном углу – на п-ове Дорофеевский и на восточной стороне Енисейского залива. Представлена алеврито-глинистым диамиктоном с валунами и галькой, с песчаными ксенокластами. Подстилается каргинским маринием, перекрывается зверевским маринием и более молодыми осадками.

Опорный разрез мокориттской морены описан Д. В. Назаровым в обнажении Мыс Зверевский (номер 9 на карте). Глинистый диамиктон с валунами и галькой мощностью до 6 м с гляциотектоническим резким нижним контактом прослежен в юго-западной части обнажения на абс. выс. между 30 и 40 м, где перекрывается зверевским маринием. В северо-восточной части обнажения от морены остался лишь перлювий – слой валунов и гальки в гравийном заполнителе, «зажатый» между двумя морскими толщами – каргинской снизу и зверевской сверху. Это подтверждено ОСЛ датировками – 134 тыс. лет из подстилающих отложений и 75–78 тыс. лет из перекрывающих [243].

На восточном побережье Енисейского залива, между мысами Шайтанский и Сопочная Карга мокориттская морена выходит в обнажениях над каргинским маринием [Гусев и др., 2012, 2016] и перекрывается эловыми покровными песками и алевритами [Троицкий, 1966]. В скважинах 1 и 2 (номера 4 и 1 на карте) глинистый диамиктон морены, помимо грубообломочного материала, содержит обломки раковин морских моллюсков. Мощность морены в скважинах достигает 28 м [79].

Максимальную мощность мокориттской морены можно оценить лишь приблизительно, так как на п-ове Дорофеевский, в северо-восточной части Гыданской гряды скважин нет, а в обнажениях можно наблюдать лишь фрагменты разреза морены. Учитывая, что абс. отм. гребня гряды достигают 150 м, а подножие дистального склона располагается приблизительно на расстоянии 50 м, можно предположить, что общая мощность диамиктона морены с ксенокластами деформированных каргинских песков достигает 100 м.

Зверевский мариний (*mlllvz*) выделен впервые Д. В. Назаровым в обнажениях по левому берегу Енисейского залива, в районе мыса Зверевский. Стратиграфический аналог моржовского мариния, выделенного Д. В. Назаро-

вым на п-ове Ямал (Объяснительная... R-42, 2015) залегает на карской морене и более древних отложениях. Представлен песками, галечниками, алевритами с бореально-арктической фауной моллюсков.

В стратотипическом разрезе (Мыс Зверевский, номер 9 на карте) зверевский мариний залегает с поверхности с размывом на дислоцированных отложениях верхнеплейстоценового ледникового комплекса, представлен песками и гравийными галечниками и прослеживается по простиранию на расстояние более 5 км, мощность варьирует от первых метров до 15 м. Подошва толщи находится на абс. выс. 15–18 м, а кровля – на высоте 49 м. У подошвы – базальный горизонт – гравийно-галечный слой с заполнителем из крупнозернистого, местами ожелезненного, кварцевого песка варьирует от нескольких сантиметров до 2 м. Обломочный материал сортирован плохо, окатанность средняя и хорошая, крупная галька достигает размеров 5–7 см. Также в прошлое содержится огромное количество обломков створок раковин двустворчатых моллюсков, гастропод и ракообразных. Все остатки морской фауны окатаны, целые раковины практически отсутствуют.

Нижняя часть сложена плотным, оскольчатым, массивным коричневым и темно-серым песчаным алевритом с прослоями серого алеврита и тонкозернистого песка. В песках мощностью 0,5–6 см иногда встречается слабоволнистая параллельная слоистость со слоями 1–2 мм. По всей нижней части толщи рассеяны многочисленные створки двустворчатых моллюсков, места с полностью сохранившимися, закрытыми раковинами [243].

Выше залегают средне- и мелкозернистые светло-серые хорошо сортированные кварцевые пески с рассеянными гравием и мелкой галькой. Параллельная слоистость с внутренней лингоидной и восходящей рябью течения чередуется с мультобразной косою слоистостью. Наиболее грубозернистые слои в мультях содержат единичные обломки створок моллюсков. Из этой части обнажения Е. А. Гусевым (ВНИИОкеангеология) из песков были собраны многочисленные раковины двустворчатых, гастропод и ракообразных: *Neptunea ventricosa*, *Cirripedia* sp., *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Clinocardium ciliatum*, *Astarte elliptica*, *Astarte borealis*, *Astarte montagui*, *Macoma brota*, *Nuculana* cf. *radiata*, *Chlamys* sp. (определения А. Ю. Воронкова, ЗИН РАН [Гусев и др., 2012]).

Из обнажения на мысе Зверевский получено 10 ОСЛ датировок от 68 до 88 тыс. лет со средним значением 77 тыс. лет [243].

По правому берегу Енисея разными исследователями было изучено множество разрезов морских отложений. Появление современных методов датирования позволило определиться с возрастом и разделить образования разных трансгрессий.

В разрезе Ладыгин Яр (точка 0827, номер 18 на карте) мелкозернистые пески с параллельной слоистостью, с фауной моллюсков мощностью до 12 м, с размывом вложены в алевриты каргинского мариния. В песках определены *Arctica islandica*, *Astarte borealis*, *Mya truncata*, *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Lacuna vincta*, *Buccinum undatum*, *Euspira pallida* и др. (здесь и далее определения А. Ю. Воронкова, ЗИН РАН). Из песков получено 7 ОСЛ датировок от 71,7 до 76,6 тыс. лет со средним значением 73 тыс. лет. По раковинам были получены четыре ЭПР датировки от 70,1 до 76,2 тыс. лет со сред-

ним значением 75 тыс. лет и четыре U/Th датировки от 41,5 до 90,9 тыс. лет со средним значением 59 тыс. лет [69].

В разрезе мыса Гостиный (точка 0923, номер 12 на карте) наблюдается толща мелкозернистых песков общей вскрытой мощностью более 18 м, в нижней части с прослоями алеврита, в верхней части с обильной фауной моллюсков, среди которых определены *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Clinocardium ciliatum*. Здесь же было выделено два комплекса остракод, формирование которых происходило в период единого трансгрессивного периода осадконакопления. Первый из выделенных комплексов был встречен в нижней части разреза с характерными для него разнообразными видами рода *Leptocythere* (*L. macallana* (Brady et Robertson, 1869), *L. castanea* (Sars, 1866), *L. confusa* (Brady et Norman, 1889), *L. lasertosa* (Hirschmann, 1912), свидетельствующие о мелководных, опресненных условиях осадконакопления, что характерно для начала нового трансгрессивного этапа либо для периода распреснения бассейна. Виды рода *Leptocythere* относятся к бореально-арктическим, эугалинным. Представители лептоцитер встречаются на глубинах от 0 до 20 м и характерны для эстуариев, заливов, мелких бухт, устьев рек в зоне приливов и отливов. В верхней части разреза встречен второй комплекс с остракодами, для которого характерны другие бореально-арктические виды: *Cytheropteron pyramidale* Brady, 1868, *C. nodosoalatum* Neale & Howe, 1973, *Finmarchinella finmarchica* (Sars, 1866), отвечающие нормально-морским условиям и соответствующие новому, морскому периоду осадконакопления (полностью отсутствуют виды *Leptocythere*). Образцы представлены единичными бореально-арктическими стеноголинными видами. Здесь же получено два ЭПР возраста: $93 \pm 7,8$ и $87,5 \pm 7,2$ тыс. лет и два U-Th возраста $79,7 \pm 5$ и $91,3 \pm 5,4$ тыс. лет. Из песков были получены две ОСЛ датировки: $87,5 \pm 6,8$ и $103,5 \pm 8,0$ тыс. лет [69, 71].

По северо-восточному берегу Енисейского залива, в 10 км юго-восточнее от устья р. Чайка в разрезе Троицкие Пески (точка 0815, номер 7 на карте) из песков зверевского мариния были получены два ОСЛ возраста: $68 \pm 5,3$ и $97,5 \pm 11,2$ тыс. лет [71].

На левом берегу Енисея в разрезе Яр Земляной (точка 0825, номер 10 на карте) в зверевских песках определены *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Lunatia tenuistriata* (Dautz et Fisher, 1911), *Ennucula tenuis* (Montagu, 1803) [69].

Глубоководные морские фауны, отнесенные авторами настоящей записки к зверевскому маринию, были описаны С. Л. Троицким в нижнем течении р. Паелаваха (точка 231, номер 8 на карте). В береговом обрыве с поверхности наблюдается толща алевритистых глин с редкими тонкими прослоями тонкозернистого песка общей мощностью 15 м, нижний контакт не вскрыт. Мощность глинистых прослоев – 10–12 см, песчаных – 0,5–2 см. В комплексе немногочисленных диатомовых преобладают морские формы: *Melosira sulcata* (Ehr.) ktz., *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott) Ralfs, *Pyxilla gracilis* Temp et Forti и др., широко распространенные во времени виды. В комплексе моллюсков представлены *Polynices pallidus* (Brod. et Sow.), *Nucula tenuis* (Mont.), *Leda pernula* (Mull.), *Portlandia lenticula* (Moll.), *P. arctica arctica* Gray, *Astarte crenata* Gray, *Thyasira flexuosa* (Mont.), указывающие на существование сравнительно глубокого моря с арктическим режимом температуры и относи-

тельно высокой соленостью вод. Значительную часть находок фауны составляют бореально-арктические космополиты [235].

На левом берегу р. Малая Пухучаяха, притока р. Пухучаяха, в 4 км к северо-востоку от ее устья по прямой (точка 1037, номер 5 на карте) в обнажении под голоценовыми озерно-болотными отложениями Н. В. Петровым была описана песчано-алевритовая толща общей видимой мощностью около 8 м. В основании разреза залегает алеврит темно-коричневый неслоистый мощностью 3 м, перекрытый пачкой крупнозернистого песка с хорошо окатанной галькой с остатками древесины и кусками торфа – 1 м. Еще выше – пачка песков и алевритов с параллельной слоистостью, с прослоями растительного детрита и намывного торфа. По разрезу рассеяны обломки раковин моллюсков. Общий состав комплекса бореально-арктический – *Astarte* sp., *A. borealis* f. *typica* (Chem.), *Macoma calcarea* (Chem.), *M. balthica* (Linnaeus), *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* Linnaeus [235].

Мощность зверевского мариния – до 20 м.

Третья ступень

Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2\text{III}_3$) приурочен к долинам наиболее крупных рек. В рамках настоящей работы были изучены разрезы террас рек Танама, Гыда и Мессояха.

На левом берегу р. Нгарка-Лыбонкатьяха (левый приток р. Танама), в 8 км от устья (точка 7215, номер 23 на карте) в нижней части вскрыты косослоистые розоватые среднезернистые пески, в основании косых серий – крупнозернистые, местами с угольной крошкой и обломками створок раковин моллюсков. В основании одной из серий обнаружена линза растительного детрита мощностью до 10 см, протяженностью до 0,6 м. Видимая мощность песков – 2 м. Выше залегают среднезернистые розоватые пески с лингоидной рябью. Встречаются прослойки песка с восходящей рябью течения, а также прослойки алевритов мощностью до 10 см с тонкой параллельной слоистостью с большим количеством рассеянного растительного детрита. Мощность пачки – до 5 м, на кровле наблюдаются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам глубиной до 0,5–0,6 м. Выше по разрезу залегают среднезернистые пески с желобообразной косой слоистостью общей мощностью до 3 м (мощность косых серий – до 1 м), которые вновь сменяются мелкозернистыми хорошо сортированными песками серого и серо-желтого цвета с лингоидной рябью течения. Общая видимая мощность толщи достигает 14 м. С кровли толща разбита псевдоморфозами по повторно-жильным льдам глубиной не более 2–3 м и криотурбациями до 0,5 м. Перекрыт аллювий палевыми песками субаэрального покровного комплекса мощностью 0,5 м. Из растительного детрита было получено два радиоуглеродных возраста: $31,7 \pm 0,5$ и $35 \pm 0,4$ тыс. лет.

В области распространения карской морены на левом берегу р. Периптавесе, в 2,5 км выше по течению от оз. Хасато (точка 7187, номер 14 на карте) в основании разреза в интервале 10–11,5 м абс. выс. вскрыты средне- и мелкозернистые серые и светлые пески с восходящей и лингоидной рябью течения и параллельной слоистостью с прослоями серых алевритов мощностью до 20 см. Прослойки выдержаны по простиранию и прослеживаются на

десятки метров. Выше залегает 7-метровая пачка мелкозернистых песков с косой желообразной слоистостью. Некоторые желоба выполнены песками с лингоидной рябью течения. Глубина желобов – до 0,6 м, ширина – первые метры. Косая слоистость подчеркивается растительным детритом, который рассеян по всей толще. Из нескольких прослоев косой серии с растительным детритом получены радиоуглеродные возрасты в 44 ± 1 и $20,5 \pm 2$ тыс. лет. Вверх по разрезу мощность желобов уменьшается, появляются пески с параллельной слоистостью и лингоидной рябью течения. Высота террасы – около 13 м над рекой, общая мощность аллювия – до 9 м. Перекрывается аллювий байдарацким эолием.

На правом берегу р. Гыда, в 21 км ниже по течению от ее истока (точка 7192, номер 15 на карте) аллювий с размывом залегает на цоколе из морских паутинских песков и алевритов. Нижний контакт подчеркнут базальным горизонтом гальки и гравия кристаллических пород с единичными створками раковин моллюсков. Аллювий представлен средне- и мелкозернистыми песками с растительным детритом, с желобообразной косой слоистостью. Ширина желобов достигает 2 м, мощность косых серий – 0,5 м. В одной из расчисток в основании аллювия наблюдается слой намывного растительного детрита с прослоями мелкозернистого серого и белого песка мощностью около 0,5 м, из которого получен радиоуглеродный возраст $36,6 \pm 0,9$ тыс. лет. Высота бровки террасы – около 14 м над рекой, общая мощность аллювия – до 7 м. Перекрывается аллювий байдарацким эолием.

Из растительного детрита и торфа из аллювия второй террасы р. Гыда было получено еще пять радиоуглеродных датировок: $\geq 48,2$; $46 \pm 1,6$; $38,2 \pm 1,1$; $35,5 \pm 0,7$; $22,3 \pm 0,2$ тыс. лет.

На левом берегу р. Мессояха в 7,8 км ниже по течению от устья протоки Варкутапарод (точка 7239, номер 33 на карте) вскрываются светло-серые мелкозернистые пески с желообразной косой слоистостью, рассеянным растительным детритом и единичной мелкой галькой. Мощность косых серий – до 0,5 м. Контакт с нижележащим диамиктоном тазовской морены эрозионный, в основании песков расположен базальный слой с многочисленной галькой и валунами.

В рамках данной работы из аллювиальных песков из обнажения на левом берегу р. Периптавесе был получен радиоуглеродный возраст $44 \pm 1,1$ тыс. лет. В нескольких километрах от истока р. Периптавесе в обнажении по правому берегу был получен радиоуглеродный возраст $18,7 \pm 0,1$ тыс. лет.

Аллювий второй террасы содержит мумифицированные туши мамонтов хорошей сохранности. В обнажениях в районе мыса Сопочная Карга (точка 1019, номер 6 на карте) в аллювии были найдены останки мамонта, по которым были получены четыре радиоуглеродные даты – $37,8 \pm 0,2$, $43,4 \pm 0,2$, $41,1 \pm 0,2$ и $44,8 \pm 1$ тыс. лет [70]. Кроме того, из торфа и растительного детрита были получены три радиоуглеродные даты: $>37,2$, $>39,6$, $>37,2$ тыс. лет, а из аллювиального песка – три ОСЛ даты в $28 \pm 2,1$, $28,8 \pm 2,2$ и $29,5 \pm 2,3$ тыс. лет.

Из мягких тканей мамонта, найденного в аллювии второй террасы р. Гыда, была получена радиоуглеродная дата $33,5 \pm 1$ тыс. лет [46] (пункт отбора геохронометрических проб № 12 на карте).

Мощность аллювия – до 14 м.

Третья–четвертая ступени нерасчлененные

Байдарацкий эолий (vlllbd) выделен В. Н. Гатауллиным [44] на п-ове Ямал. Представлен параллельнослоистыми палевыми, светло-серыми и желто-серыми песками и алевритами без признаков водной седиментации с песчаными и грунтовыми клиньями и псевдоморфозами по ПЖЛ, прослои песков и алевритов мощностью от нескольких мм до первых см, слабоволнистые, прерывистые с резкими контактами без постепенных переходов и без выраженной градационной слоистости. Многочисленны рассеянные пятна ожелезнения по корнеходам. Эолий имеет характерное плащеобразное залегание, прерывистым покровом залегает на различных формах и элементах рельефа, распространен по всей территории листа и практически всегда он венчает разрез аллювия второй террасы, резко отличаясь от подстилающей водно-осадочной толщи [Государственная, 2015]. Максимальные мощности эолия – до 15 м – отмечены на речных террасах, а также в местах прислонения субгоризонтальных озерных и морских террасовидных поверхностей к склонам водораздельных возвышенностей. На водоразделах мощность эоловых образований не превышает 4–6 м.

Ввиду небольшой мощности, практически повсеместного распространения и во избежание информационной перегрузки эоловые образования показаны на карте фрагментарно.

В рамках данной работы эолий был изучен в многочисленных обнажениях в долине р. Гыда. Здесь он повсеместно перекрывает отложения аллювия второй террасы. Типичный разрез эолия это – параллельнослоистые слабоволнистые мелко- и среднезернистые пески и алевриты серого и желтого цветов. Мощность прерывистых песчаных прослоев – до 5 см, алевритистых – до первых сантиметров. В толще содержатся многочисленные ожелезненные корнеходы. Контакты между песчаными и алевритистыми прослоями резкие, без градационных переходов. В нижней части толщи находится большое количество растительного детрита. По всей толще прослеживаются небольшие (до 0,3 м) морозобойные трещины. Верхняя часть толщи деформирована (по всей видимости, современными криогенными процессами) и разбита многочисленными сбросами.

Вне зоны позднеплейстоценового оледенения эолий был описан в обнажении на правом берегу р. Малая Сякутаяха (приток р. Нянгусьяха) в 9,5 км выше по течению от ее устья (22 км на восток от номера 30 на карте). На кровле аллювия второй террасы залегают тонкозернистые палевые пески и алевриты с многочисленными криотурбациями, следами ожелезнения и корнями растений мощностью до 3 м.

Из растительного детрита получены радиоуглеродные датировки: $38,3 \pm 1,1$; $35 \pm 0,5$; $40,3 \pm 0,6$ и $\geq 48,2$ тыс. лет. На соседнем к западу листе – R-43 – из эолия были получены более 20 радиоуглеродных дат – от 11 до 44 тыс. лет, большинство дат попадает в интервал 18–26 тыс. лет [35, 39, 123], одна ОСЛ датировка 26,4 тыс. лет.

Субаэральная формация содержит остатки мамонтовой фауны, которые, благодаря многолетней мерзлоте, довольно хорошо сохранились. Одна из первых находок – мамонт, найденный Ф. Б. Шмидтом [175] на западном берегу оз. Ямбуто. Из мягких тканей этого мамонта были позднее получены две

радиоуглеродные даты: $33,5 \pm 1$ и $30,2 \pm 1,8$ тыс. лет [87] (пункт отбора геохронометрических проб № 9 на карте).

В 6 км к северу от рамки листа по останкам мамонта, найденным в золотых алевритах близ р. Монгочехя, были получены три радиоуглеродные даты – 18370 ± 350 лет (по содержимому кишечника), $17\,125 \pm 70$ и $16\,690 \pm 70$ лет (по шерсти) [Kosintsev et al., 2012].

Мощность эолия – от 4–6 до 15 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Аллювиомариний (a^{III}_4-H) развит в приустьевых частях крупных и средних рек, залегает под голоценовыми образованиями. Представлен светло-серыми и серыми хорошо сортированными тонко- и среднезернистыми песками, алевритами и глинами.

Максимальная мощность – до 3–5 м.

Аллювий первой надпойменной террасы ($a^I_{III}_4-H$). Первая терраса уверенно выделяется практически во всех более или менее значимых водотоках Западно-Сибирской низменности, долины р. Енисей. Состав аллювиальных отложений меняется от песчано-гравийно-галечного материала с примесью валунов в местах выходов валунсодержащих пород, как например, в среднем течении р. Танама, до песков, алевритов и глин. Высота первой надпойменной террасы варьирует в широких пределах, но редко превышает 7–10 м над урезом. Возраст определяется тем, что аллювий первой надпойменной террасы вложен в аллювий второй террасы и в часть отложений покровного комплекса.

Мощность – до 2–4 м на малых реках и до 6–10 м – на крупных.

ГОЛОЦЕН

Лимний и палюстрий (l,plH). Это – отложения мелких озер и болот на террасах крупных рек и озерно-ледниковых равнинах. Большей частью выполняют многочисленные термокарстовые впадины глубиной в первые метры. Представлены торфом, илами, глинами, алевритами и песками.

Мощность озерно-болотных образований – более 8 м.

Аллювиомариний (amH). Это – образования дельт и эстуариев, которые развиты в приустьевых частях крупных и средних рек – Енисей, Гыда, а также практически всех рек, впадающих в Енисейский залив и Юрацкую губу. Представлены светло-серыми и серыми хорошо сортированными тонко- и среднезернистыми песками, алевритами и глинами.

Максимальная мощность – до 3–5 м.

Мариний (mH). Образования лайд, ваттов, пляжей, которые развиты только в акватории Юрацкой губы. Здесь они образуют бары, слагают береговые валы, волноприбойные бары и пляжные ступени (бермы). Вдоль открытых абразионных уступов представлены песками. Почти повсеместно отмечается плавник из крупных бревен, техногенный мусор (сети, поплавки, доски, пластик). Часто встречаются раковины морских моллюсков.

Мощность – 2–3 м.

Аллювий (aH) присутствует во всех водотоках. На карте как самостоятельное подразделение показан только вдоль крупных и средних рек. В остальных случаях объединен с отложениями первой надпойменной террасы. Русловые фации представлены полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками, гравийно-галечным материалом и валунами близ выходов морен или других валунодержущих пород. Пойменные фации (пески, алевриты, глины с включениями растительного детрита) венчают низкую (1–4 м) и высокую (от 3–4 до 5–8 м) пойменные террасы.

Общая мощность аллювия на мелких реках – 1–3 м, на крупных до 6–8 м.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Акваториальная часть листа занимает небольшую площадь и представлена южной половиной Енисейского залива, низовьями р. Енисей и кутовой (вершинной) частью Гыданской губы.

Современные донные отложения акватории изучены грунтовым опробованием в очень малой степени и весьма неравномерно. В основу литологической карты поверхности дна Енисейского залива и р. Енисей положены материалы по 35 станциям донного опробования с 35 количественными гранулометрическими анализами, из которых всего одна станция сопровождается и минералогическими определениями [66, 231, 234]. При этом большинство станций расположены в Енисейском заливе и лишь несколько – в устье р. Енисей. В вершине Гыданской губы и значительной части русла р. Енисей станции донного опробования отсутствуют совсем.

Ввиду малого объема фактического материала при составлении карты использовались визуальные описания донных грунтов из Лоции Карского моря [120], морских карт и данные из опубликованных материалов, посвященных описанию донных осадков территории [99, 126, 176, Сакс, 1952].

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Постоянными источниками терригенного материала в акватории Енисейского залива и Гыданской губы являются твердый сток рек Енисей и Гыда и продукты абразии и термоабразии берегов. В значительно меньшей степени по срокам действия – это ледовый разнос. Распределение поступающего терригенного материала по площади дна контролируется гидродинамическим и ледовым режимами, рельефом и микрорельефом дна. Транспортирующими агентами являются течения, волнение и сезонно-речной лед.

Рельеф и строение берегов

Восточный берег южной части Енисейского залива приглубый, крутой, высокий с абс. отм. 60 м у мыса Шайтанский на северной границе планшета. Сложен главным образом из каменистых пород [120]. К югу берег постепенно понижается, каменистые обрывы сменяются земляными, и высота его вблизи мыса Сопкарга составляет 34 м. У скалистых обрывов вдоль восточного берега часто встречаются приглубые каменистые банки, гравийно-галечные и песчано-галечные пляжи с крупными валунами [120].

По строению и рельефу суши западный берег Енисейского залива заметно отличается от восточного. Прилегающая к берегу местность в основном представляет собой однообразную равнину со множеством рек и озер. Сам западный берег невысокий, обрывистый, сложен из песчано-глинистых пород, легко разрушается морем. Окаймляется отмельными илисто-песчаными пляжами.

По данным Е. А. Гусева [67], на площади листа широкое распространение имеют многолетнемерзлые породы, сильнольдистые, содержащие мощные пластовые и полигонально-жильные льды, оттаивание которых приводит к активизации солифлюкционных, денудационных и термоабразионных процессов.

Условной линией, разделяющей южную часть Енисейского залива и устье р. Енисей, является меридиан мыса Сопкарга. По морфологическим характеристикам берега в низовьях реки сильно отличаются друг от друга. Правый часто приглубый, высокий и обрывистый, левый берег отмельный, в несколько раз ниже правого. Береговая линия сильно изрезана, в реку впадает много притоков. В нижнем течении в районе Бреховских островов, образующих дельту реки, ширина долины резко увеличивается до 50–70 км, а река делится на многочисленные рукава и протоки. Сами эти острова низкие, намывные, от них на большие расстояния тянутся песчаные косы. Русло реки здесь постоянно меандрирует. В нижнем течении р. Енисей у берегов часто развиваются отмели – песчаные и каменисто-галечные у правого берега, песчаные – у левого. После Бреховских островов река течет в одном русле [120].

Гыданская губа глубоко вдается в сушу. Вдоль ее берегов тянутся холмы высотой до 20–35 м, пологие склоны которых заканчиваются у воды невысокими обрывами, сложенными преимущественно из рыхлых осадочных пород. В верхнюю часть губы впадает несколько рек. Берега часто окаймляются песчано-илистыми пляжами и осыхающими отмелями [120].

Рельеф дна

Дно южной части Енисейского залива имеет асимметричное строение. Вдоль всего восточного берега по направлению к устью р. Енисей протягивается узкий желоб с глубинами 12–13 м у мыса Шайтанский и более 20 м у мыса Сопкарга. Изобата 10 м местами подходит почти вплотную к восточному берегу залива. Южнее параллели мыса Шайтанский расположен внешний бар р. Енисей с глубинами до 5–7 м. Дно западной части Енисейского залива представляет собой наклонную равнину с небольшими перепадами высот, глубины которой достаточно резко увеличиваются при подходе к восточному берегу. На всей площади дна встречаются подводные банки, косы, отмели, только у западного берега они состоят из рыхлых осадков, а у восточного берега – галечно-гравийные, каменистые, иногда просто скала или плита [120].

Также асимметричное строение имеет донная поверхность низовьев р. Енисей. У западных берегов дно часто отмелое с глубинами 5–7 м. В районе Бреховских островов глубина не превышает 3–4 м, а русло реки сильно меандрирует. В отличие от западных дно около восточных, в особенности

высоких, обрывистых и каменистых берегов приглубое, изобаты 10 и 20 м подходят близко к береговой линии, а дно изобилует вытянутыми вдоль изобат впадинами, глубины которых достигают 20–25 м.

Дно Гыданской губы представляет собой илистое ложе, которое постепенно повышается по направлению к ее берегам и вершине. Глубины при входе в губу 11–12 м, а в ее верхней части – 3–4 м. Перед устьем р. Юрибей протягивается илисто-песчаный бар. С выступающими мысами и устьями рек, впадающих в Гыданскую губу, часто связаны подводные песчаные косы, валы и осыхающие отмели [120].

Гидродинамический режим

В Енисейском заливе постоянные течения образуются в результате стока р. Енисей, основной поток идет вдоль восточного берега на север со скоростью 5–15 см/с, которая в устье реки увеличивается до 25 см/с. В связи с сезонным изменением объема стоковых речных вод скорость постоянных течений уменьшается от весны к осени. Приливные течения в основном полусуточные реверсивные, имеют общее направление движения на юг. Средняя величина сизигийного прилива у мыса Сопкарга составляет 0,7 м, а величина сгонно-нагонных колебаний уровня воды – 1,5–2,0 м [120]. Отливное движение идет на север. Большое влияние на постоянные и приливо-отливные течения оказывают ветры. В зависимости от силы, направления и продолжительности ветра эти суммарные течения могут иметь большую скорость до 100–150 см/с и менять направление приливо-отливных и стоковых течений на противоположное.

Гидродинамический режим р. Енисей также довольно своеобразен. Средняя скорость стокового течения реки – 50 см/с. В районе Бреховских островов, где множество протоков, заливов, отмелей, скорость его падает, снижаясь до минимума, а если дует сильный северный ветер, то течение может повернуть обратно. Но при выходе из устья водные массы стокового течения р. Енисей приобретают скорость до 50 см/с. На гидрологический режим реки влияют также приливные течения, которые прослеживаются на несколько сот километров от ее устья.

Постоянные течения в Гыданской губе слабые, в основном направлены на северо-северо-запад и имеют скорость до 5–10 см/с. Приливные течения наблюдаются по всей губе, достигая ее кутовой части, где их скорость во время сизигийного прилива может составлять 30–35 см/с.

Ледовые условия

Ледовый покров в акваториях Гыданско-Енисейского района начинает разрушаться в конце мая – середине июня, а полное очищение ото льда происходит в среднем к началу июля. Замерзание заканчивается к середине ноября. За зимние месяцы толщина ровного льда в некоторых губах (Тазовская, Гыданская) может составлять 1,5–2 м [120]. Следует отметить, что для всех акваторий листа сроки взлома припая и очищения ото льда, равно как и сроки ледостава, в значительной степени зависят от направления и силы преобладающих ветров, температуры воздуха и воды. Эти сведения показывают, что

влияние льда на осадкообразование в губах акватории может быть хоть и сезонным, кратковременным, но весьма заметным. Во-первых, лед приносит с собой терригенный материал из районов водосбора рек, захватывая его при ледовой абразии речных берегов. Во-вторых, в губах на мелководье и осушках при ледяных заторах происходит выпахивание дна, перемешивание и перемещение осадков, т. е. нарушается первичный порядок распределения литологических типов отложений по дну водоема.

Источники поступления терригенного материала

Основным поставщиком терригенного материала в акваторию Енисейского залива являются твердый сток р. Енисей и, в меньшей степени, продукты абразии обвальных и осыпных берегов, сложенных рыхлыми породами голоцена с широким развитием многолетнемерзлых пород. По сведениям из Лощи [120], многолетнемерзлые породы под руслом р. Енисей отсутствуют.

Величина твердого стока р. Енисей у разных авторов отличается несущественно. Так, М. И. Львович [118] приводит цифру 14,5 млн т/год, из которых взвешенные наносы составляют 13,2 млн т в год, а влекомые 1,3 млн т. Примерно так же – в 14,9 млн т в год оценивает суммарный твердый сток р. Енисей Д. С. Яшин [2000].

В Гыданскую губу терригенный материал поступает с твердым стоком р. Гыда и малых рек, а также в результате абразии рыхлых пород, слагающих берега губы.

Количественными данными по величине абразии берегов акватории Гыданско-Енисейского района мы не располагаем.

Влияние ледового разноса на объем терригенного материала, поступающего в Енисейский залив, хоть и носит кратковременный сезонный характер, но может быть весьма заметным, т. к. значительная часть льдов тает в пределах устья р. Енисей и самого Енисейского залива, в зоне активного действия приливных течений.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

По гранулометрическому составу в соответствии с гранулометрической классификацией ВНИИОкеангеология [121], в акватории листа выделено четыре типа донных отложений: моногранулярные, бигранулярные, миктиты (смешанные) и полимиктиты.

Моногранулярные осадки, сложенные на 75 % и более одной господствующей фракцией, представлены гравийными галечниками и песками. Среди моногранулярных осадков выделяются моногранулярные чистые, где содержание господствующей фракции превышает 85 %.

Моногранулярные галечно-гравийные отложения (Г,Гр) картируются в районе мысов Шайтанский–Сопкарга, где, по данным Е. А. Гусева [66], они появляются на глубинах 4,5–6,5 м и на расстоянии 500–1300 м от берега, от которого отделены полосой чистых, хорошо промытых песков. В поле развития моногранулярных галечно-гравийных осадков в Енисейском

заливе скорость суммарных течений может достигать 100–150 см/с [120], что вполне достаточно для выноса всех фракций, кроме крупнообломочных. (По данным О. В. Суздальского [151], скорость потока для срыва зерен крупнопесчаной фракции – больше 70 см/с, а гравийной – 100 см/с). Очевидно, отложения этого типа имеют местное происхождение и образуются при абразии и обрушении высоких и обрывистых восточных берегов Енисейского залива.

К югу галечно-гравийные моногранулярные отложения переходят в галечно-гравийные полимиктиты.

Чистые, хорошо промытые разновидности мономинеральных песков (П^ч) наблюдаются вдоль побережья правого берега Енисейского залива в районе мысов Шайтанский–Сопкарга. Очевидно, здесь падает скорость течений – до 70 см/с и менее – и вымываются уже мелкие алевритовая и пелитовая фракции, а пески остаются на месте.

Большая область развития моногранулярных песков (П) предположительно картируется в русле р. Енисей в районе Бреховских островов [120], где долина реки сильно расширяется и скорость течений падает до 15–20 см/с и менее. Моногранулярные пески могут содержать до 15 % примеси других фракций. Степень сортированности песков хорошая или средняя. Небольшие площади, занятые моногранулярными песками, картируются в кутовых частях Гыданской и Юрацкой губ, а также на юго-западе планшета в Белоярской бухте. Фациально переходят в алевритистые пески или миктиты.

Бигранулярные осадки, сложенные преобладающей (от 50 до 70 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций, представлены алевритистыми и алевритовыми песками, песчаными алевритами, пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами. Алевритистые и алевритовые пески (аП, АП) развиты в мелководных прибрежных зонах всей акватории территории листа. Часто приурочены к устьям рек, небольшим бухточкам, где сила течения вымывает из осадка пелитовую и большую часть алевритовой фракций, но недостаточна для выноса песков. Сортировка осадков в основном средняя. Фациально могут переходить в миктиты и пески.

Песчаные алевриты (ПА) распространены в местах, где скорость течений еще меньше. Иногда расположены среди полей миктитов, в которые они фациально и переходят.

Пелитовые алевриты (ПЛА) и алевритовые пелиты (АПл), которые фактически отличаются соотношением алевритовой и пелитовой фракций, занимают самые глубокие впадины в приустьевой части русла р. Енисей, куда стоковое течение реки смывает тонкие фракции осадка. Ореолы распространения пелитовых алевритов и алевритовых пелитов вытянуты параллельно изобатам и прослеживаются на довольно значительные расстояния. Это области устойчивой аккумуляции терригенного материала. Глубина реки при этом достигает 20–25 м и более.

К осадкам смешанного типа относятся миктиты, сложенные тремя группами фракций, и полимиктиты, в состав которых входят четыре фракции.

Миктиты, представленные сочетанием в осадке трех фракций: песчаной, алевритовой и пелитовой (пелито-алеврито-песчаные – ПлАП, пелито-песчано-алевритовые – ПлПА и песчано-пелито-алевритовые – ППЛА), занимают практически везде центральные части акватории листа и фациально пе-

переходят друг в друга. Сортировка осадков плохая. Отложения этого типа образуются в районах с неустойчивыми и закономерно изменяющимися условиями гидродинамики среды седиментогенеза. Это – область преимущественной аккумуляции осадков.

Полимиктиты галечно-гравийные (Мг,гр) зафиксированы лишь в одном месте Енисейского залива – вблизи мыса Сопкарга, в них фациально переходят галечно-гравийные отложения мысов Шайтанский–Сопкарга.

Распределение различных гранулометрических типов

Распределение различных гранулометрических типов донных осадков в акваториях Гыданско-Енисейского района приводится на схеме распределения гранулометрических типов отложений в зарамочном оформлении карты. Самый распространенный тип – смешанные осадки – пелито-песчано-алевритовые миктиты – занимают центральные области всех акваторий: южной части Енисейского залива, низовьев р. Енисей, кутовой части Гыданской и Юрацкой губ, что составляет около 80 % площади планшета. Это области нестабильного, но активного гидродинамического режима, когда осадки, в зависимости от постоянно меняющихся направления и скорости суммарных течений, многократно переносятся, перемешиваются, тем самым усредняя свой состав. Глубина распространения миктитов варьирует от 2 до 20–25 м.

Песчаные осадки развиты гораздо меньше и занимают не более 15 % площади бассейна. В основном – это район Бреховских островов, где скорости стокового течения р. Енисей хватает лишь на вынос пелитовых и алевритовых частиц. Срывающая скорость для песчаных частиц составляет 50–70 см/с [51], в зависимости от зернистости песков.

На долю пелито-алевритовых и галечно-гравийных отложений приходится менее 5 % площади дна. И если первые связаны с наиболее глубокими впадинами дна или с областями весьма слабой гидродинамики, то вторые имеют только местное происхождение и локализуются в районах с максимально высокими скоростями постоянных течений и сильным приливо-отливным воздействием в Енисейском заливе.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Среди современных отложений акватории территории листа имеют развитие только разнообразные по гранулометрическому составу терригенные аллювиально-морские осадки.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для донных отложений Гыданско-Енисейского района характеристика минерального состава осадков приводится по литературным данным [108, 234] с учетом авторских материалов.

Минералы тяжелой фракции

Преобладающими минералами тяжелой фракции в донных осадках рассматриваемой акватории являются моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, группа эпидота-цоизита, черные рудные.

Моноклинные пироксены (в основном, авгит) присутствуют в донных отложениях акватории Гыданско-Енисейского района в весьма значительных количествах, иногда, например, в Гыданской губе они слагают более половины тяжелой фракции (до 54 %). В осадки Енисейского залива моноклинные пироксены поступают в составе твердого стока р. Енисей, размывающей на своем пути основные эффузивы Сибирской платформы [108]. Содержание роговой обманки не превышает 16 %. Еще ниже количество минералов группы эпидота-цоизита: не более 8–10 %. Черные рудные минералы представлены в основном магнетитом, а содержание их в донных отложениях рассматриваемой акватории варьирует от 17,5 до 35 %. На суммарную долю остальных минералов тяжелой фракции (гранаты, апатит, турмалин, сфен и др.) приходится не более 10 %.

Выход тяжелой фракции (даже по нашим немногочисленным данным) варьирует в очень широких пределах: от 1,7 до 13,5 % в осадках Енисейского залива и около 5 % в Гыданской губе.

Минералы легкой фракции

Минералы легкой фракции являются порообразующими. Для донных отложений Енисейского залива характерны весьма низкие содержания кварца: менее 20–25 %. Калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы также содержатся в небольших количествах, не превышающих 10–15 %. Гораздо больше распространены средние и основные плагиоклазы – до 15–20 %. Кроме того, в осадках Енисейского залива часто присутствуют выветрелые слюды, которые иногда слагают до 30 % осадка [108].

Из вещественно-генетических типов донных отложений в акватории листа развит лишь один – терригенный. По гранулометрическому составу выделяются осадки моногранулярные, бигранулярные, миктиты и полимиктиты. Миктиты занимают около 80 % площади дна акватории, бигранулярные песчаные – 15 %, на долю остальных приходится около 5 %. В районе работ широкое распространение имеют многолетнемерзлые породы. Источниками терригенного материала являются твердый сток рек (Енисей, Гыда) и абразия берегов Енисейского залива, Гыданской губы и р. Енисей. Основную роль в процессе седиментогенеза играет своеобразный сложный и неустойчивый гидродинамический режим акваторий, слагаемый из стокового течения рек, приливо-отливных и ветровых течений. В результате взаимодействия этих факторов происходит постоянное взмучивание и перераспределение осадков по площади дна акватории. Ледовый разнос имеет второстепенное значение. Режим седиментации в акваториях площади листа R-44 в основном аккумулятивный и абразионно-аккумулятивный.

МАГМАТИЗМ

Исходя из особенностей гравитационного и магнитного полей, материалов предшественников и аналогии с сопредельными территориями, предполагается развитие интрузивных пород основного состава.

Триасовые интрузии

Триасовые интрузивные образования распространены ограниченно и выделены лишь по геофизическим данным.

Среднетриасовые габброиды Западносибирской Субарктики ($v\beta T_2$). Интрузии данного типа показаны на карте В. С. Суркова и др., 2006 г. По этим данным, они представлены габбродолеритами, долеритами, реже – габбро-порфиритами. В потенциальных полях габброиды выделяются по высококонтрастным положительным аномалиям гравитационного и магнитного полей. Возраст установлен предположительно по соотношению с вмещающими образованиями ранне-среднетриасового возраста.

ТЕКТОНИКА

На территории листа R-44 распространены структуры Западно-Сибирской плиты. В ее строении – два структурно-вещественных комплекса: протерозойско-нижнемезозойский фундамент и мезозойско-кайнозойский осадочный чехол.

Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты

Согласно представлениям о тектоническом районировании территории (В. С. Сурков и др., 2006 г.), фундамент представлен байкалидами и палеозойскими образованиями Енисейско-Туруханского блока, а также герцинидами Центрально-Западносибирского блока. Существенную роль в строении доюрского основания играют рифты раннетриасового возраста.

Байкалиды, как это установлено в Туруханском и Игарском районах (юго-восточнее листа R-44) консолидировались к началу венда. Восточнее, в скв. Точинская-11 вскрыт чехол Сибирской платформы, представленный раннепалеозойскими отложениями терригенного и терригенно-карбонатного состава. В пределах Енисейско-Туруханского блока байкалид по геофизическим данным выделены Танамский антиклинорий и Усть-Енисейский прогиб. Предполагается, что эти структуры выполнены слабодислоцированными палеозойскими образованиями чехла Сибирской платформы – *Танамским антиклинорием* (3), представленным кембрийско-силурийскими терригенно-карбонатными образованиями толщиной 3–5 км и *Усть-Енисейским прогибом* (1), выполненным пермской базальтово-терригенной толщей.

Центрально-Западносибирский блок, выделенный в южной части листа, представлен отрицательными структурами первого порядка – *Самбургским прогибом* (4), который сложен терригенными образованиями верхнедевонско-нижнекарбонатового и пермского возраста и *Надояхской впадиной* (5), выделенной по увязке с листом Q-44.

Значительная часть территории листа охвачена образованиями промежуточного структурного этажа – покровами базальтов ранне-среднетриасового возраста и средне-позднетриасовыми существенно терригенными отложениями. В западной части площади листа по геофизическим данным выделяется относительно узкая линейная отрицательная структурная зона большой протяженности, которая по простиранию рассекает структуры фундамента под большим углом (иногда почти перпендикулярны основным структурам). В гравитационном и магнитном полях она характеризуется интенсивными

положительными аномалиями. В рельефе поверхности доюрского основания они выражены глубоким *Колтогорско-Уренгойским рифтом* (2), в котором развиты вулканогенно-осадочные образования. Колтогорско-Уренгойский рифт является частью Омско-Пурского разлома и выделен в пределах листа по геофизическим данным. Это – крупнейшая триасовая структура субмеридиональной ориентировки, прослеживаемая по центральной оси Западно-Сибирской плиты.

Тектоника чехла Западно-Сибирской плиты

Тектоническое строение чехла территории листа R-44 изучено по результатам глубокого бурения и сейсморазведочных работ. На сейсмических разрезах среди выделяемых отражающих границ наиболее надежными являются региональные горизонты Г (кровля марресалинской, покурской и долганской свит) и Б (кровля баженовской, гольчихинской и яновстанской свит). На востоке региона из-за опесчанивания разреза отражающие горизонты выражены нечетко. В подошве юрских отложений фиксируется отражающий сейсмогоризонт Ia. Там, где триасовые вулканогенно-осадочные образования отсутствуют, он совпадает с подошвой мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, залегающего с резким угловым несогласием на фундаменте.

Главным фактором образования дислокаций в осадочном чехле является тектоническая активность его складчатого основания при общей унаследованности структурных планов вверх по разрезу. Основной этап платформенного развития региона произошел в триасово-палеогеновый период. Резкое оживление тектонических движений всех типов в позднем кайнозое неизбежно отразилось на процессах формирования и разрушения залежей углеводородов. Неотектонические движения изменяли объем структурных ловушек, гидрогеологический режим и термобарические условия в недрах и нарушали целостность глинистых покрышек, что обусловило интенсификацию миграции и преобразования флюидов.

Тектоническая схема платформенного чехла составлена на основе Тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты под редакцией В. И. Шпильмана, Н. И. Змановского и Л. Л. Подсосовой (1998 г.), на которой выделены преимущественно структуры первого порядка, которые осложнены структурами более высоких порядков. При классификации надпорядковых и региональных структур использованы материалы работ [Нестеров И. И. и др., 1984], [98], [Слинкин А.В., Мясникова Г.П.].

В границах листа, охватывающего Западно-Сибирскую геосинеклизу, выделена Внутренняя область, в границах которой выделяется Ямало-Тазовская мегасинеклиза и Внешний пояс, представленный Притаймырской мегамоноклизой.

Ямало-Тазовская мегасинеклиза (А). В границах мегасинеклизы выделены две отрицательные надпорядковые структуры – Ямало-Гыданская синеклиза (А-1) в северной части листа и Надым-Тазовская синеклиза (А-3) в южной. Структуры разделены положительной надпорядковой структурой – Мессояхским тектоническим порогом (А-2), который протягивается от пос. Мыс Каменный, расположенного на листе R-43, в восточном направлении до пос.

Усть-Порт, расположенного на листе R-45. Также в структуру мегасинклизы включен Енисей-Хатангский прогиб (А-4).

Ямало-Гыданская синеклиза (А-1) является одним из крупнейших тектонических элементов Западно-Сибирской геосинеклизы с наибольшей мощностью мезозойско-кайнозойских отложений – в границах листа мощность отложений находится в границах от 4,2 до 6,0 км. В границах листа синеклиза выходит своим восточным бортом, включающим в свой состав структуры первого порядка – Гыданскую мегатеррасу и Антипаютинскую мегавпадину.

Гыданская мегатерраса (А-1-1) является граничной структурой, отделяющей структуры Ямало-Гыданской синеклизы от Притаймырской антиклизы Внешнего пояса Западно-Сибирской плиты. На юго-востоке граничит с Енисей-Хатангским прогибом: граница между структурами проведена по смене ориентировки изогипс отражающих горизонтов с субмеридиональной (в границах мегатеррасы) до субширотных, характерных для структуры Енисей-Хатангского прогиба.

Антипаютинская мегавпадина (А-1-11) выделена в восточной части Ямало-Гыданской синеклизы. Днище ее по всем отражающим сейсмическим горизонтам наклонено с севера на юг, где установлены максимальные отрицательные значения изогипс –6000 м по горизонту Ia, –3900 м по Б и –1200 м по Г. На юго-востоке мегавпадины установлена структура второго порядка – Воркутояхинский малый прогиб (1) в границах изогипсы –1110 м по кровле сеномана.

Мессояхский тектонический порог (А-2) протягивается от пос. Мыс Каменный, расположенного на листе R-43, в восточном направлении до пос. Усть-Енисейский порт, расположенного на листе R-45. Порог имеет крутой южный склон и более пологий, осложненный серией террас и локальных поднятий северный склон. Структура постепенно погружается в западном направлении. Мессояхский тектонический порог начал формироваться в поздней юре и неокоме, практически не развиваясь в апт-альб-сеноманское время, сохранил незначительную тенденцию к росту в постсеноманское время. В целом современный облик этой структуры был сформирован к концу раннего апта [97]. В границах порога выделены Нижнемессояхский и Усть-Портовский мегавалы.

Нижнемессояхский мегавал (А-2-1) протягивается с запада на восток на 110 км, при ширине до 50 км. Активное воздымание вала произошло на рубеже юры и мела, а также в конце валанжина. Амплитуда структуры по кровле тюменской свиты составляет 1200 м, а по кровле сеномана – около 400 м. Мегавал осложнен большим количеством разрывных нарушений, разделяющих вал на две структуры второго порядка – Западно-Мессояхский (2) и Восточно-Мессояхский (3) валы. С валами связаны одноименные месторождения нефти и газа, нефти и газоконденсата.

Усть-Портовский мегавал (А-2-11) широтного простирания выделен в восточной части Мессояхского тектонического порога. Наиболее приподнят восточный фланг структуры, имеющий абс. отм. по горизонту Ia –2200 м, Б –1400 м, Г –350 м. В границах изогипсы –850 м по кровле сеномана мегавал осложнен Западно-Соленинским (4) и Восточно-Соленинским (5)

валами. В пределах Западно-Соленинского вала установлено три месторождения УВ сырья – Северо-Соленинское газоконденсатное, Новосоленинское нефтегазовое и Мессояхское газовое; на Восточно-Соленинском вале выявлено газовое месторождение Зимнее.

Надым-Тазовская синеклиза (*A-3*) выделена в южной части территории листа. Характеризуется максимальными (до –7000 м) значениями глубины залегания сейсмического горизонта Ia. В границах синеклизы выделены Северо-Ямбургский мегапрогиб, Большехетская мегавпадина и Сузунский мегавал.

Северо-Ямбургский мегапрогиб (*A-3-I*) выделен у западной рамки листа – большая часть прогиба выделена на листе R-43. Северная граница мегапрогиба проведена вдоль изогипсы –1100 м по кровле сеномана.

Большехетская мегавпадина (*A-3-II*) оконтурена по кровле сейсмогоризонта Г изогипсами –1200 и –900 м. Днище ее наклонено на юго-восток в пределах абс. отм. от –3400 до –7100 м по горизонту Ia и от –2100 до –4000 м – по Б.

Сузунский мегавал (*A-3-III*) выделен в юго-восточном углу листа по изогипсам кровли сеномана с отметками –900 м с субширотной ориентировкой.

Енисей-Хатангский мегапрогиб (*A-4*) относится к Ямало-Тазовской геосинеклизе Западной Сибири, в региональном плане граничит с севера со структурами Таймырской складчатой области, с юга – Сибирского кратона. В границах листа мегапрогиб с севера граничит с Притаймырской мегамоноклизой Внешнего пояса, граничной структурой южной части мегапрогиба является Мессояхский тектонический порог. Западная граница мегапрогиба выявлена по резкой смене ориентировки изогипс основных сейсмогоризонтов с субмеридиональной на субширотную. В границах мегапрогиба выделены положительные структуры первого порядка – Невуяхинский мегавыступ и Танамский мегавал, а также Западно-Носковская котловина (6) – отрицательная структура второго порядка.

Невуяхинский мегавыступ (*A-4-I*) непосредственно примыкает к Притаймырской мегамоноклинали. Характеризуется отметками по горизонту Ia от –5100 до –3800 м. Мегавыступ по изогипсе –2600 горизонта Б осложнен Дерябинским локальным поднятием (7), с которым связано одноименное месторождение газоконденсата.

Танамский мегавал (*A-4-II*) выделен в южной части Енисей-Хатангского мегапрогиба. Юго-западное крыло мегавала более крутое, по сравнению с юго-восточным. Абс. отм. подошвы юрских образований изменяются от –4300 м на своде структуры до –5100 м. Мегавал осложнен Турковским валом (8), который оконтурен изогипсой –800 м по сейсмогоризонту Г с амплитудой поднятия до 100 м. В границах вала открыты Пеляткинское, Казанцевское газоконденсатные и Ушаковское газовое месторождения.

Притаймырская мегамоноклиза (*B*) относится к Внешнему поясу Западно-Сибирской плиты и находится в зоне ее сочленения с Таймырской складчатой областью. В пределах листа мегамоноклиза представлена надпорядковой структурой – Притаймырской антеклизой (*B-1*), которая

погружается с северо-востока на юго-запад, с отметок по структурному горизонту Ia от –1000 до –5100 м, градиент погружения составляет 200 м на 1 км.

Разрывные нарушения широко распространены на территории листа и хорошо выражены на сейсмических разрезах. Большинство разломов выявлено в фундаменте и нижних частях разреза осадочного чехла плиты. Часть из них проникает в отложения нижнего мела и лишь в отдельных случаях разрывные дислокации фиксируются в сеномане.

На детально изученном Нижнемессояхском валу, по материалам В. Ф. Подушина (2013 г.), разломы представлены преимущественно сбросами и прослеживаются от фундамента до глубины 400 м. Обычно амплитуды смещений по горизонту Г больше, чем по сейсмогоризонту Б, но отмечаются и сбросы с неизменной величиной смещений по всему разрезу. Иногда амплитуды по нижним горизонтам больше, чем по верхним. Максимальная амплитуда (160 м) установлена в районе скв. 6 на Западно-Мессояхской площади, а минимальная (не более 30 м) – на Среднемессояхской площади. В плане разрывные нарушения имеют прямолинейную форму и максимальную протяженность по горизонту Г до 20 км.

Неотектоника

Представление о новейшем структурном плане, характере и амплитудах неотектонических деформаций в пределах площади листа дает Карта новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 под редакцией А. Ф. Грачева (1997 г.).

В неотектонических исследованиях нижняя граница новейшего этапа для Западной Сибири определяется как рубеж эоцена и олигоцена. В это время усилилась тектоническая активность, в результате которой в Западной Сибири и произошла регрессия моря, началась перестройка рельефа, сопровождающаяся увеличением эрозии и заложением основ современной речной сети. В пределах листа наиболее активно развивались положительные структуры северной части территории. Дальнейшие устойчивые положительные движения привели к денудации, в результате которой на большей части территории листа были полностью размыты толщи палеогеновых отложений, а в северной части – меловых и юрских отложений. В конце раннего плейстоцена северные районы испытали относительные прогибания, сформировался современный топографический уклон низменности с юга на север, были сформированы акватории Гыданской губы и Енисейского залива.

На территории листа выделяются три надпорядковые новейшие структуры – Ямало-Гыданская крупная ступень, Надымско-Тазовская крупная впадина и Притаймырский выступ.

Ямало-Гыданская крупная ступень представлена восточным флангом. Это наименее дифференцированная в новейший этап структура с амплитудами тектонических поднятий до 200 м. *Надымско-Тазовская крупная впадина* с суммарными амплитудами 75–175 м слабо дифференцирована и осложнена Большехетской впадиной в зоне сочленения с Ямало-Гыданской крупной ступенью. Для этой структуры первого порядка характерен значительный размах амплитуд неотектонических движений от 50 м в центральной ее части

до 150 м на периферии. *Притаймырский выступ* представлен своей северной частью. В настоящее время суммарная амплитуда неотектонического поднятия составляет около 500 м.

По мнению большинства исследователей, неотектонические движения и эволюция мощной толщи многолетнемерзлых пород имели решающее значение в образовании положительных структур в продуктивных сеноманских отложениях и формировании газовых и газоконденсатных залежей. Когда в пределах активно растущих в новейший этап положительных структур разрывы нарушали экранирующие свойства покрышек, происходила вертикальная миграция природного газа в верхние горизонты осадочного чехла, а также выход его на дневную поверхность.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Интерпретация докембрийского геологического развития территории листа R-44 возможна лишь с привлечением фактического материала по соседним территориям. В докембрии сформировались преимущественно терригенные образования, впоследствии интенсивно метаморфизованные. Начиная со среднего кембрия и до раннего силура, накапливались терригенно-карбонатные отложения с прослоями туфов. Длительный перерыв в осадконакоплении начался в силуре и продолжался до среднего девона. В позднем девоне–карбоне формировались преимущественно терригенные осадки, местами известняки. Временами в девоне–раннем карбоне активизировалась вулканическая деятельность, сформировавшая покровы (?) эффузивов основного состава. Схожие условия осадконакопления были характерны и для пермского времени.

Триасовая эпоха характеризуется активной вулканической деятельностью, которая ослабевает к концу раннего триаса. Для низов разреза красноселькупской серии характерен вулканогенный комплекс отложений. Постепенно вверх по разрезу в нем появлялись пласты и пачки терригенных образований. В средне- и поздне триасовое время преимущественно накапливаются вулканогенно-терригенные и терригенные прибрежно-морские и озерные осадки тампейской серии. При этом происходила неоднократная смена бассейновых условий осадконакопления на континентальные.

В ранне-среднеюрскую эпоху на большей части территории формируются морские отложения, объединенные в большехетскую серию. На юго-востоке (Сидоровско-Пайдугинский СФР) в пределах прибрежных и озерно-аллювиальных равнин преобладали континентальные условия осадконакопления береговой, ягельной, худосейской и тюменской свит. На фоне нисходящих тектонических движений формировались прибрежно-морские и морские отложения зимней и левинской свит. Накопление осадков береговой свиты происходило в озерно-аллювиальных и мелководных опресненных бассейнах. Увеличение площади моря и его углубление произошло в плинсбахе и тоаре, но сменилось регрессией в конце тоарского века, что привело к образованию морских, прибрежно-морских, дельтовых и прибрежно-континентальных осадков шараповской, китербютской и надояхской свит. В пределах прибрежных и аккумулятивных равнин формировались песчано-глинистые породы худосейской свиты. На большей части региона в аалене, байосе и ба-

те происходило накопление преимущественно морских осадков лайдинской и леонтьевской свит. В конце аалена и в бате происходило обмеление морского бассейна с накоплением прибрежно-морских отложений вымской и малышевской свит. В Сидоровско-Пайдугинском СФР отлагались континентальные угленосные образования тюменской свиты.

Обширная морская трансгрессия в келловей-берриасский период распространилась на значительную часть региона. Формирование преимущественно глинистых отложений даниловской, абалакской, васюганской и гольчихинской свит происходило при расширении морской седиментации. В оксфорде морской бассейн обмелел. К концу юрского периода трансгрессия достигла своего максимума, когда во Фроловско-Тамбейском СФР отлагались глинистые илы баженовской свиты.

История геологического развития мелового периода подобна юрскому, но площади осадконакопления расширились. Большую часть территории занимал обширный морской бассейн, в котором на западе накапливалась мощная, преимущественно глинистая толща ахской и сортымской свит, а на востоке – шуратовской и нижнехетской свит. Регрессия моря наступила в позднем валланжине. Формирование песчаных продуктивных нефтегазоносных пластов ачимовской толщи происходило в прибрежно-морских условиях. Далее до аптского века включительно осадки отлагались в режиме положительных тектонических движений. Это определило регрессивный характер осадконакопления. В раннем апте непродолжительное время существовал морской бассейн. Морские фации сменились прибрежно-морскими и континентальными, что привело к формированию в крайних западных районах угленосных песчано-глинистых отложений танопринской и тангаловской свит. На большей части листа (Притаймырский и Малохетский СФР) в пределах всхолмленной аккумулятивной равнины накапливались преимущественно песчаные каолинизированные отложения малохетской свиты.

Для апт-сеноманского времени в пределах Омско-Уренгойского и Усть-Енисейского СФР характерно накопление прибрежно-морских и лагунно-континентальных угленосных отложений покурской, яковлевской и долганской свит.

В позднем мелу осадконакопление происходило при расширении морского бассейна. Туронское время является началом крупнейшей трансгрессии. В зоне глубоководного моря образовались глинистые отложения кузнецовской свиты. Позднее в коньяк-кампанское время формировались алевро-песчаная толща часельской свиты с общей регрессивной направленностью разреза и морские, прибрежно-морские образования наоновской и салпадинской свит. В маастрихтском веке здесь накапливались преимущественно песчаные прибрежно-морские осадки танамской и кэтпарской свит.

В палеоценовый период произошла регрессия моря и сформировались алевро-глинистые осадки нижнетибейсалинской подсвиты, сменившиеся (зеландский век) глинисто-песчаными слабоугленосными литофациями верхнетибейсалинской подсвиты. Резкое расширение морского бассейна происходит в позднем палеоцене, когда накапливались кремнисто-глинистые илы серовской свиты.

Эоценовые, олигоценовые и миоценовые отложения на территории не установлены. Резкое оживление тектонических движений в среднем миоцене привело к значительному размыву ранее образованных осадков. В четвертичный период предполагается чередование морских и континентальных условий осадконакопления. В результате сформировалась мощная толща морских, ледниковых, флювиогляциальных и озерно-аллювиальных отложений.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В границы района исследования входят западная окраина Таймырской низменности и северная часть Западно-Сибирской низменности, разделенные акваторией Енисейского залива и устьем р. Енисей. В целом территорию можно охарактеризовать как слабохолмистую, наклонную, открытую к северу аккумулятивную равнину. Для района типичны абс. отм. до 160 м.

Основные черты рельефа территории листа созданы преимущественно ледниковой, водно-ледниковой аккумуляцией, эрозионной деятельностью, в гораздо меньшей мере – морской аккумуляцией.

РЕЛЬЕФ СУШИ

Аккумулятивный рельеф

В соответствии с ведущими рельефообразующими процессами, аккумулятивные поверхности рельефа разделены на гляциальную, бассейновую и флювиальную подгруппы.

Гляциальная подгруппа включает холмисто-грядовый ледниковый и гляциофлювиальный типы рельефа.

Холмисто-грядовый моренный рельеф среднеплейстоценового оледенения (Q_{II}) занимает основные водораздельные пространства в центральной части территории листа вне зоны позднеплейстоценового оледенения. Представлен холмами в диаметре до 1 км, высотой до 30 м. Понижения между холмами иногда заняты озерами различной формы и размеров, от 300 м до 1 км по длинной оси. Характерным элементом ландшафта являются линейно-вытянутые системы напорных гляциотектонических гряд, выраженные на материалах дистанционного зондирования в виде изогнутых параллельных полос, обращенных выпуклой стороной в направлении движения ледника. Относительная высота отдельных гряд – до 30 м, ширина – до 300 м, ширина грядового пояса на междуречье Танама и Тунгусьяхи достигает 4 км, длина – 50 км.

Холмисто-грядовый моренный рельеф позднеплейстоценовых оледенений (Q_{III2}) широко развит на п-ове Гыдан, в юго-западной части Таймырской низменности на правобережье Енисейского залива, а также в юго-восточном углу листа. Представлен сочетанием моренных холмов, гряд и разделяющих их котловин, занятых озерами и болотами. Вершины холмов, по большей ча-

сти плоские, бровки склонов угловатые. На их задернованных вершинах и склонах довольно часто встречаются отдельные крупные валуны [239]. Относительные превышения вершин холмов над уровнем воды в озерах нередко составляют 30–40 м и более. Характерным микрорельефом являются валунно-галечные плащи, покрывающие вершины и склоны почти всех холмов. Абс. отм. поверхности колеблются от 50 до 150 м.

Важным элементом данного ландшафта являются системы параллельных напорных гляциотектонических гряд. На Гыданском полуострове они слагают осевую часть крупного морфоскульптурного сооружения – Гыданской гряды. Отдельные комплексы гряд достигают длины 14 км. В целом они формируют пояс с общим простираем с юга-запада на северо-восток протяженностью более 150 км, что указывает на расположение ледникового центра на шельфе Карского моря.

В юго-восточной части листа в зоне ермаковского оледенения конфигурация напорных моренных гряд отображает направление движения ледника с восточных румбов, от северо-востока до юго-востока, что согласуется с Путоранским центром оледенения.

Характерной особенностью ландшафта также является широко развитая древовидная овражная сеть. Овраги в настоящее время быстро растут, и некоторые из них по своим размерам и форме приближаются к стадии речной долины. Так, многие крупные овраги имеют длину более 20 км, ширину в низовьях – около 0,5 км, высокие (до 30 м) склоны [239]. Склоны оврагов в верховьях крутые, почти отвесные, в низовьях более пологие с выпуклым профилем. Вершины многочисленных боковых притоков, впадающих в овраги, переплетаются с притоками соседних оврагов, создавая узкие, извилистые местные водоразделы.

Микроформы рельефа, обусловленные деятельностью современных процессов, представлены пятнами развейивания, которые встречаются на перегибах склонов большинства холмов.

Холмисто-грядовый гляциофлювиальный рельеф среднелепистоценового оледенения (Q_{II}) является результатом аккумулятивной деятельности талых ледниковых вод в теле мертвого льда, развит в центральной части территории листа на междуречье Танама и Мессояхи, а также на правом берегу Енисея. Представлен камовыми массивами, в которых холмы разделяются гляциокарстовыми озерами неправильной формы. Высота холмов – до 20 м, диаметр основания – до 1 км.

На междуречье Яры и Пелятки наблюдаются озовые гряды высотой до 20 м, шириной до 100 м.

Ложбины стока талых ледниковых вод распространены в пределах как гляциофлювиального, так и моренного рельефа. Их ширина достигает 1 км, глубина вреза – до 40 м. Образование их происходило в результате деятельности ледниковых вод в период интенсивного таяния льда. В современном ландшафте они часто подчеркнуты цепочками вытянутых озер.

Пологонаклонные зандровые равнины среднелепистоценового оледенения (Q_{II}) связаны с процессом деградации ледника в среднем неоплейстоцене. Представляют собой плоские или слегка волнистые равнины, прислоненные к среднелепистоценовым холмистым моренам и спускающиеся к озерно-

ледниковым равнинам. Поверхность волнистая, осложнена мерзлотными формами, ложбинами стока, эрозионным расчленением. Абс. отм., как правило, колеблются в интервале 70–90 м.

Холмисто-грядовый гляциофлювиальный рельеф позднеплейстоценовых оледенений (Q_{III_2}) представлен камовыми массивами протяженностью до 18 км в пределах позднеплейстоценовых морен. Отдельные камовые холмики достигают 20 м в высоту, 1 км в диаметре.

Пологонаклонные зандровые равнины позднеплейстоценовых оледенений (Q_{III_2}) прислонены к холмистым моренам. Поверхность равнин волнистая, осложнена мерзлотными формами, ложбинами стока, эрозионным расчленением. К дистальному склону Гыданской гряды по всей ее длине (почти 200 км в пределах листа) прислонен зандровый шлейф шириной до 40 км, абс. отм. его поверхности постепенно снижаются к долине р. Танама: от 70 до 40 м. В юго-восточной части карты у дистального края ермаковских морен равнины имеют облик долинных зандров, спускающихся к озерно-ледниковым равнинам в бассейне Мессояхи или в долину Енисея. Длина зандров достигает 40 км, ширина – 15 км.

Ложбины стока талых ледниковых вод распространены в пределах как гляциофлювиального, так и моренного рельефа ермаковского оледенения. Их ширина достигает 1 км, глубина вреза – до 40 м. Образование их происходило в результате деятельности ледниковых вод в период интенсивного таяния льда. В современном ландшафте они часто подчеркнуты цепочками вытянутых озер. Общее направление долин, как правило, западное, перпендикулярное предполагаемому активному краю ледника.

Бассейновая подгруппа включает озерно-ледниковый (ябтасалинская, парисентовская и ангутихинская равнины) и морской (паютинская, каргинская и зверевская террасы) типы рельефа.

Ябтасалинская озерно-ледниковая равнина (Q_{II}) приурочена к замкнутым депрессиям среди холмистого рельефа среднелепистоценового оледенения, а также прослежена в бассейне р. Мессояха на абс. отм. 50–70 м. Поверхность равнины полого-вогнутая, покрыта термокарстовыми озерами и западинами округлой и удлиненной формы.

Парисентовская и ангутихинская озерно-ледниковые равнины (Q_{III_2}) приурочены к замкнутым депрессиям среди позднеплейстоценовых карских и ермаковских холмистых морен. Парисентовская равнина также прослежена южнее карских морен в бассейнах рек Танама и Мессояха, где, по всей вероятности, существовал подпрудный приледниковый водоем. В бассейне Мессояхи поверхность равнины вложена в ябтасалинскую среднелепистоценовую равнину и вдоль восточного края отделена от нее четким тыловым швом на абс. выс. 50 м.

Абсолютные отметки равнин составляют 30–50 м. Рельеф ровный и плоский, осложненный термокарстовыми озерами и западинами. На пониженных участках развиты низинные болота.

Паютинская и каргинская морские террасы (Q_{III_1}) выделяются на побережье Тазовской губы, в бассейне Танама и на правобережье Енисея, где отложения морских межледниковых толщ не подверглись воздействию позднеплейстоценовых ледников. Абс. отм. террас – от 40 до 70 м.

Данный рельеф характеризуется интенсивным эрозионным расчленением, которое было настолько сильным, что в настоящее время нигде не видны незатронутые им первичные поверхности морской межледниковой аккумулятивной равнины.

Современный облик ее определяется густой и глубоко врезанной речной сетью, наложенной на общий фон полого-волнистой равнины.

Речная сеть представляет собой систему небольших, обычно параллельных друг другу долин, принимающих по обоим берегам массу притоков. По своему характеру долины располагающихся здесь рек обладают всеми признаками интенсивного врезания, продолжающегося и в настоящее время. Так, несмотря на малые размеры, они уже сейчас врезаны на глубину 50–70 м, имеют в плане почти прямолинейные очертания, очень слабо меандрируют. Пойменная терраса наблюдается в долинах только в низовьях, притом очень незначительна по ширине. В верховьях долины быстро сужаются, поперечный профиль их становится V-образным, резко увеличиваются уклоны русла. В самых верховьях долины разветвляются на множество коротких, глубоко врезанных ответвлений с крутыми, почти отвесными и, как правило, обнаженными склонами [240].

Густота речной сети определяет и почти полное отсутствие озер в пределах рассматриваемой поверхности, которые являются неотъемлемым элементом ландшафта.

Озера обычно располагаются отдельными небольшими группами внутри обширных плоских, заболоченных котловин с низкими, пологими задернованными берегами. Форма озер округлая или вытянутая. Часто наблюдаются цепи озер. К настоящему времени большинство озер спущены и на их месте развит своеобразный рельеф, состоящий из плоских сухих котловин, разделенных более повышенными участками в виде узких перешейков.

Зверевская морская терраса (Q_{III_2}) протягивается полосой вдоль побережья Енисейского залива. Абс. отм. не превышают 50 м. Прислоняется к склонам массивов карских и мокориттских холмистых морен. Поверхность террасы ровная, почти плоская, на поверхности террасы наблюдаются слабо врезанная эрозионная сеть и неглубокие округлые термокарстовые озерные котловины.

Флювиальная подгруппа включает аллювиальные равнины современной пойменной и двух надпойменных террас, а также аллювиально-морскую прибрежную дельтово-эстуарную равнину.

Вторая надпойменная аллювиальная терраса (Q_{III_3}) наблюдается в долинах крупных рек, таких как Гыда, Танама, Поеловаяха, Мессояха, Мудуйяха. Относительная высота террасы колеблется от 10 до 25 м, уменьшаясь вверх по речной долине. Эрозионный уступ и тыловой шов террасы выражен очень четко. Поверхность террасы плоская и полого-волнистая, осложненная термокарстовыми озерами, хасырями, реликтами прирусловых валов, расчленена оврагами.

Первая надпойменная аллювиальная терраса (Q_{III_4-H}) отмечена фрагментами по крупным рекам. Относительная высота колеблется от 2–3 до 15 м. Поверхность террасы мелкохолмистая, либо бугристо-западинная. В ряде мест на ней сохранились прирусловые валы, руслообразные ложины, старичные

озера, развиты термокарстовые западины. Иногда бугристо-западинный рельеф обнаруживает генетическую связь с прямоугольной полигональной сетью морозобойных трещин и имеет мерзлотно-суфозионный генезис. Форма бугров – караваеобразная, а западин блюдце- и воронкообразная, высота бугров над разделяющими их западинами – до 2–3 м, а диаметр – от нескольких до 10–15 м.

Современная пойменная терраса (Q_n) развита по долинам практически всех рек. Высота высоких пойм не превышает 10 м, в среднем составляя 5–7 м, а высота низких – 2–5 м. Ширина поймы равна 3–5 км, на некоторых участках 0,5–2 км. Аномально широкая пойма отмечена в низовьях рек Енисей, Мессояха, где она равна 10–50 км. Нижние отрезки р. Енисей представляют собой заполненные наносами участки Енисейского залива, что подтверждается одинаковой шириной поймы и залива. Приустьевые участки пойм крупных рек представляют собой лабиринт многочисленных сложноветвящихся протоков и меандр среди болотистых участков поймы. Поверхность поймы очень неровная: превышения 1–3 м обусловлены наличием грив, прирусловых валов, старичных понижений и других форм. Многочисленны термокарстовые западины.

Прибрежная дельтово-эстуарная равнина (Q_n). Данный тип рельефа повсеместно распространен в дельтах наиболее крупных рек района – Енисей, Гыды, Мессояхи, а также Екаряуяхи и Лынеруяхи – и формирует обширные низины. Поверхность ее совершенно плоская, возвышающаяся над уровнем воды не более чем на 3 м. Переход к берегам осуществляется чаще всего через высокий хорошо выраженный уступ, а к губе они спускаются постепенно и уходят под урез воды. Здесь широко развиты небольшие заливы, бухты и мысы.

Реки среди дельт разветвляются на множество узких извилистых протоков, протекающих в довольно глубоких канавообразных руслах.

Озера имеют широкое распространение и представляют собой в основном старицы. Однако встречаются озера, отличающиеся крупными размерами и неправильными причудливыми формами, вероятно, лагунного происхождения.

На поверхности дельт часто можно наблюдать цепи береговых валов. Вглубь дельт береговые валы постепенно теряют свою выразительность и исчезают. В других местах береговая линия дельт сильно изрезана и представляет собой чередование небольших бухточек, заливов и мысов.

Криогенные формы рельефа занимают значительное место в формировании современного геоморфологического облика территории суши. Солифлюкционные оплывины отмечаются повсеместно на пологих склонах.

На плоских, заболоченных пониженных участках широко развиты *полигональные тундры и булгуньяхи*.

В поймах речных долин наблюдаются полигоны сравнительно небольших размеров, составляющие, в среднем, 15×15 м. Края таких полигонов приподняты над основной поверхностью на 0,2–0,3 м. Поверхность полигонов сильно заболочена или заполнена водой. Ширина промежутков между соседними многоугольниками не более 0,5–1 м, глубина небольшая – около 0,3–0,5 м.

Иной вид имеют *полигональные гряды*, развитые в долинно-зандровых равнинах на поверхности спущенных озерных котловин. Они отличаются

своей правильной четырехугольной формой и очень крупными размерами. В некоторых случаях можно наблюдать тетрагоны размером до 50×50 м, а обычная их величина не меньше 25×25 м. Тетрагоны выделяются своими высокими, заросшими кустарником валиками, возвышающимися над их поверхностью на 0,5–0,7 м. Понижения, разделяющие тетрагоны, исключительно крупные. Ширина их достигает 3 м, а глубина – 1,5–2 м.

Наиболее крупные булгунняхи наблюдаются среди долинно-зандровых равнин, где они могут достигать 25 м. Форма булгунняхов правильная, коническая. В плане булгунняхи имеют округлую, правильную форму.

На возвышенностях территории, не вершинах холмов или перегибах склонов, довольно часто можно наблюдать небольшие пологие холмики правильной конической формы. Высота их до 1–1,5 м, ширина в основании – 4–6 м. Поверхность склонов холмиков покрыта мхом и лишайником, иногда на склонах наблюдаются редкие мелкие гальки или щебень. Происхождение этих форм следует связывать, по-видимому, с процессом вспучивания грунтов при замерзании деятельного слоя, которое на оголенных вершинах происходит быстрее и интенсивнее, чем на остальной поверхности холмов.

На возвышенностях широкое распространение имеют пятнистые тундры, представляющие собой небольшие (0,5–1 м) в поперечнике округлые пятна оголенного грунта, окруженные валиком дернины.

Наиболее часто мерзлотные бугры встречаются на водораздельных частях ледниковой равнины, где присутствие холмистого ландшафта создает благоприятные условия для их образования.

Широким распространением сильнольдистых мерзлых пород обусловлено широкое развитие термокарста. Весьма часто встречаются котловины спущенных озер.

По обе стороны Енисейского залива, а также в приустьевой части долины Енисея наблюдаются термоабразионные и термоэрозионные уступы (клифы). Высота клифов зависит от высоты срезаемой ими поверхности и колеблется от 20 до 70 м. Протяженность клифов варьирует от нескольких сот метров до первых десятков километров. Крутизна береговых уступов, сложенных алеврито-глинистыми образованиями, как правило, более 45° , часто около $60\text{--}70^\circ$. Встречаются и вертикальные стенки. Клифы, сложенные песками, имеют более пологие стенки, $30\text{--}40^\circ$. Скорость отступления клифов достигает 5–10 м/год [163].

В пределах Гыданского полуострова широко развиты эоловые процессы. Обычно это небольшие по площади яреи, сложенные песками и лишенные растительности.

РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

Эрозионно-аккумулятивный рельеф

Гыданская, Газовская и Юрацкая губы, впадающие в Обскую губу, а также Енисейский залив представляют собой относительно мелководные (до 30 м) эрозионно-аккумулятивные дельты эстуарного типа с небольшими уклонами и невысокими скоростями течения воды. В пределах подводной части выделяется три типа рельефа.

Подводный береговой склон (Q_{III-H}) представляет собой нижний ярус береговой зоны, отделенный от выровненного дна эстуария тыловым швом на глубине около 8–10 м. Сложен обломочным материалом – продуктом термоабразионного разрушения берегов и твердого речного стока. Практически у всех крупных мысов, где выражены вдольбереговые потоки наносов, формируются крупные песчаные косы, валы и гряды высотой до 5–7 м и длиной до 15 км.

Выровненное дно эстуария (Q_{III-H}) находится в интервале глубин 7–12 м, с поверхности сложено преимущественно алевритовыми осадками.

Эрозионные ложбины (Q_{III-H}). Вдоль правого берега приустьевой части Енисея и Енисейского залива протягивается ложбина как продолжение основного русла реки. К основной ложбине примыкают боковые. Средняя глубина ложбин – 22–28 м, максимальная – 42 м, ширина – от 1,5 до 2,5 км. Основная ложбина уверенно прослеживается на батиметрических картах до мыса Сопкарга, севернее ее глубина не превышает 13 м. Вероятно, эти ложбины образовались в результате интенсивной эрозионной деятельности пра-Енисея в позднеледниковое время в условиях осушенного шельфа.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Территория листа на протяжении всего квартера являлась ареной для последовательно сменяющих друг друга оледенений и морских трансгрессий. Наибольшее влияние на формирование современного ландшафта оказали события, происходившие со второй половины среднего неоплейстоцена, когда очередной ледник покрывал всю территорию листа.

В начале позднего неоплейстоцена после деградации среднееоплейстоценового покровного ледника началась очередная морская бореальная трансгрессия. Воды Карского моря устремились в гляциоизостатический прогиб на территории современного Гыдана и низовьев Енисея, уровень моря достигал 60–70 м современной абс. выс. В результате после гляциоизостатического поднятия территории и отступления тепловодного моря сформировалась равнина, сложенная паютинскими и каргинскими песками и алевритами, занимавшая большую часть Западно-Сибирской Арктики.

В начале второй ступени позднего неоплейстоцена началось формирование карского и ермаковского ледниковых щитов, которые по мере роста надвигались с шельфа Карского моря и плато Путорана на территорию листа. Максимум развития оледенения, вероятно, был синхронен МИС 5d–5b. Предполагаемая южная граница карского и мокориттского ледников проходила вдоль южного подножия Гыданской гряды и далее на северо-восток на правобережье Енисея. Ермаковский ледник, по-видимому, не распространялся на левобережье Енисея дальше бассейна Большой Хеты. В результате гляциотектонической деятельности ледников сформировались системы краевых напорных моренных гряд, а по мере таяния льда – холмисто-грядовый моренный и гляциофлювиальный рельеф, а также озерно-ледниковые парисентовские и ангутихинские равнины.

В процессе таяния карского ледника остаточный гляциоизостатический прогиб в северной части Гыданского полуострова был заполнен холодными

водами зверевской трансгрессии. Ее развитие приблизительно синхронно МИС 5а, а распространение было ограничено территорией, прилегающей к современному Енисейскому заливу и приустьевой части Енисея.

После наступил этап развития речной сети, во время которого сформировался аллювий второй и первой надпойменных террас.

В течение всей второй половины позднего неоплейстоцена на обширных пространствах перигляциальных равнин господствовало эоловое осадконакопление в условиях сурового климата. Сформировались мощные толщи покровных песков и алевритов, разбитые многочисленными горизонтами псевдоморфоз по повторно-жильным льдам и морозобойным трещинам.

Вдоль побережий Гыданской губы, Енисейского залива и приустьевой части Енисея в настоящее время продолжают активные термоабразионные и термоэрозионные процессы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа находится на севере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, которая включает Гыданскую, Надым-Пурскую, Пур-Тазовскую и Енисей-Хатангскую нефтегазоносные области (НГО). Кроме месторождений нефти и газа имеются проявления угля, фосфорита, промышленных минеральных йодных вод, строительных материалов, известны признаки россыпепроявлений титана.

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ, ГАЗ, КОНДЕНСАТ

В соответствии с утвержденным в 2010 г. нефтегазогеологическим районированием территории Российской Федерации, площадь листа расположена в пределах Гыданской, Надым-Пурской, Пур-Тазовской и Енисей-Хатангской нефтегазоносных областей.

По состоянию на 1.01.2017 г. в пределах листа выявлено 19 месторождений углеводородного сырья.

Ниже, в табл. 1 приводится краткая характеристика месторождений УВ сырья изучаемой территории. При составлении таблиц и описания характерных месторождений использовались данные «Государственного баланса... нефть, конденсат, газы горючие».

Таблица 1

Характеристика месторождений УВ сырья

Индекс квадрата и номер объекта	Месторождение	Год открытия	Размер месторождения	Тип флюида	Индексы продуктивных пластов
Надым-Пурская НГО <i>Уренгойский НГР</i>					
VI-1-4	Находкинское	1974	Крупное	Нефтегазовое	ПК ₁ , ПК ₁₆₋₁₈
Гыданская НГО <i>Гыданский НГР</i>					
II-1-1	Ладертойское	1993	Среднее	Газоконденсатное	БГ ₁₅

Индекс квадрата и номер объекта	Месторождение	Год открытия	Размер месторождения	Тип флюида	Индексы продуктивных пластов
<i>Мессовский НГР</i>					
VI-1-1	Западно-Мессояхское	1983	Крупное	Нефтегазовое	ПК ₁ , ПК ₇ , ПК ₁₀ , ПК ₁₉ , МХ ₃
VI-3-1	Восточно-Мессояхское	1990	Крупное	Нефтегазоконденсатное	ПК ₁ , ПК ₁₉₋₂₁ , ХМ ₂₋₇ , ХМ ₉ , БУ ₆₋₁₁ , БУ ₁₃₋₁₄
<i>Пур-Тазовская НГО Большехетский НГР</i>					
VI-2-1	Южно-Мессояхское	1987	Крупное	Газоконденсатное	ПК ₁ , БУ ₁₃₋₁₅
VI-4-1	Северо-Хальмерпаютинское	1999	Крупное	Газоконденсатное	БУ ₂₁
<i>Сузунский НГР</i>					
VI-6-1	Сузунское	1972	Крупное	Нефтегазовое	ЯК ₂ , ЯК ₃ , ЯК ₄₋₅ , МХ ₃ , СД ₄₋₇ , СД ₁₁ , НХ ₁ , НХ ₃
<i>Енисей-Хатангская НГО Мессояхский НГР</i>					
IV-2-1	Нанадянское	1990	Среднее	Газ горючий	СД ₁
IV-4-2	Пеляткинское	1969	Крупное	Газоконденсатное	СД ₁ , СД ₂ , СД ₆₊₉
IV-5-1	Ушаковское	1988	Крупное	Газ горючий	СД ₂ , СД ₃ , СД ₈ , СД ₉
IV-6-1	Казанцевское	1969	Среднее	Газ горючий	СД ₂ , СД ₆ , СД ₇
V-4-1	Северо-Соленинское	1971	Крупное	Газоконденсатное	ЯК ₀ , ЯК ₁₊₂ , СД ₁ , СД ₃ , СД ₈₊₉
V-4-2	Южно-Соленинское	1969	Среднее	Газоконденсатное	СД ₁ , СД ₂ , СД ₆₊₉ , СД ₁₀₊₁₁
V-4-3	Новосоленинское	2000	Крупное	Нефтегазовое	СД ₇ , СД ₉ , НХ ₄
V-5-1	Мессояхское	1967	Среднее	Газ горючий	ПК ₁
V-6-2	Зимнее	1968	Среднее	Газ горючий	МЛ ₁ , НХ ₄
V-6-3	Горчинское	1990	Среднее	Газ горючий	СД ₅₋₇
<i>Усть-Енисейский НГР</i>					
II-4-1	Дерябинское	1976	Крупное	Газоконденсатное	Д-I, Д-II, Д-IV, Д-V
II-6-2	Байкаловское	2009	Крупное	Нефтегазоконденсатное	БК-0, БК-III, БК-XII, Нск-I, Нск-III, Нск-V, Нск-VI, Нск-X

Ниже приведено краткое описание месторождений, характерных для данных нефтегазоносных областей.

Гыданская НГО

Гыданский НГР

Лагертойское газоконденсатное месторождение (II-1-1) открыто в 1993 г. скв. 7, при испытании которой из пласта БГ₁₅ получен фонтан газоконденсата дебитом газа сепарации 140,37 тыс. м³/сут, стабильного конденсата – 20,12 м³/сут на штуцере 14 мм.

На месторождении пробурена одна поисковая скважина глубиной 2965 м. Эффективность геологоразведочных работ составила 1070 тут/м.

Мощность мезо-кайнозойских отложений осадочного чехла оценивается в 6500 м, в его состав входят триасовые отложения. Максимально вскрытый разрез – нижнемеловые отложения (валанжин). Породы фундамента на площади не вскрыты.

На месторождении открыта одна газоконденсатная залежь в валанжинских отложениях.

Пласт БГ₁₅ представлен переслаиванием песчаных и алевроитово-глинистых разностей. Коллекторами являются песчаники, эффективная газонасыщенная толщина которых составляет от 12,4 м, среднее значение открытой пористости – 18 %. Коэффициент газонасыщенности – 60 %. Дебит газа сепарации составил 140,37 тыс. м³/сут на штуцере 14 мм. Пластовое давление – 31,21 МПа, пластовая температура +72 °С.

Газоводяной контакт в залежи принят на абс. отм. –1554 м. Залежь газоконденсатная, пластовая, сводовая. Размеры 7 × 20 км, высота – 20 м.

Мессовский НГР

Месторождение нефтегазоконденсатное Восточно-Мессояхское (VI-3-1) открыто в 1990 г. поисковой скв. 35, при испытании которой из пласта ПК₁ получен фонтан нефти дебитом 18,1 м³/сут на штуцере 10 мм.

Всего на месторождении пробурено 14 поисково-разведочных скважин с суммарным объемом проходки 27 938 м. Эффективность геологоразведочных работ составила 2331 тут/м.

Мощность мезо-кайнозойских отложений осадочного чехла составляет 7000 м. Породы фундамента на площади не вскрыты.

На месторождении открыты 24 залежи углеводородов, из них семь нефтяных, четыре газонефтяные, четыре газовые, пять газоконденсатных и четыре нефтегазоконденсатные, в отложениях от сеноманских до валанжинских включительно. Месторождение характеризуется сложным блоковым геологическим строением, контролируемым зонами дизъюнктивных нарушений, невыдержанностью толщин и коллекторских свойств продуктивных пластов, многофазным характером углеводородов большинства выявленных залежей.

Самой крупной по запасам нефти и газа является залежь пласта ПК₁.

Продуктивные сеноманские отложения представлены неравномерным чередованием песчаных и алевроито-глинистых пород. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 2,0 до 23,6 м, нефтенасыщенные – от 3,4 до 10,6 м, среднее значение открытой пористости газонасыщенных коллекторов – 30–34,5 %,

нефтенасыщенных – 29,4–35 %, коэффициент газонасыщенности – 67–81,6 %, нефтенасыщенности – 65–74 %.

Дебиты газа изменяются от 51,15 до 142,65 тыс. м³/сут на штуцере 12 мм, дебиты нефти – от 6,98 м³/сут при динамическом уровне 302 м до 18 м³/сут на штуцере 10,1 мм. Пластовое давление 7,8–8,0 МПа, что соответствует гидростатическому, пластовая температура +13,7–14 °С.

В составе свободного газа преобладает метан (98,85 %), из тяжелых углеводородов в незначительных количествах присутствуют пропан – 0,091 %, бутаны – 0,071 %, C₅ + высшие – 0,035 %, этан не обнаружен. Содержание азота – 0,627 %, углекислого газа – 0,315 %, гелия – следы, аргона и сероводород отсутствуют. Относительная плотность газа по воздуху – 0,563.

Нефть очень тяжелая (0,932–0,937 г/см³), малосернистая, малопарафинистая, малосмолистая и смолистая, содержание асфальтенов – 0,68 %. По групповому углеводородному составу относится к нафтеновым.

В составе растворенного газа преобладает метан (97,71 %), содержание этана – 1,07 %, пропана – 0,23 %, бутанов – 0,22 %, C₅ + высшие – 0,13 %, углекислого газа – 0,34 %, азот, гелий, аргон и сероводород не обнаружены.

Сеноманская газовая залежь тектоническими нарушениями разбита на блоки, в которых содержатся залежи с различным насыщением и собственными контактами. Газонефтяные контакты отбиваются на абс. отм. – 796–809 м, водонефтяные – на отметках 808–842 м. Залежи газонефтяные и нефтегазовые массивные, тектонически экранированные. Размеры залежей 3,5–5,5 × 4,0–9,5 км, высота – 10–60 м.

Пласты группы ПК (ПК₁₉, ПК₂₀, ПК₂₁) представлены переслаиванием песчаников, алевролитов-глинистых пород.

По всем трем пластам запасы газа подсчитаны по категории С₂. Характеристика группы дается по пласту ПК₂₁, продуктивность которого установлена по данным испытаний.

Эффективная газонасыщенная толщина коллекторов составляет 15 м, среднее значение открытой пористости – 23 %, коэффициент газонасыщенности – 68 %. Дебиты газа изменяются от 22,31 до 34,4 тыс. м³/сут на штуцере 15 мм. Пластовое давление 16,07–16,35 МПа, пластовая температура +38 °С.

Свободный газ – метановый (86,19–90,52 %), содержание этана 1,78 %, пропана – 0,09 %, бутанов – 0,033 %, азота – 7,31 %, углекислого газа – 2,43 %, гелий, аргон и сероводород отсутствуют. Относительная плотность газа по воздуху – 0,619.

Залежи газовые пластовые сводовые ограничены тектоническими экранами. Размеры залежей 2,0 × 7,5 км, высота – около 70 м.

Пласты группы МХ (от МХ₂ до МХ₉) представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых пород. Эффективные газонасыщенные толщины коллекторов составляют от 9,0 до 13,5 м, нефтенасыщенные – от 9,2 до 13,2 м, среднее значение открытой пористости – 17–20 %, проницаемость – 90–153 мД, коэффициент газонасыщенности – 71–72 %, нефтенасыщенности – 53–71 %. Дебиты газа изменяются от 118,9 тыс. м³/сут на штуцере 17 мм до 186,12 тыс. м³/сут на штуцере 13 мм, нефти – от 4,42 м³/сут при динамическом уровне 634 м до 43,81 м³/сут на штуцере 17 мм, дебит конден-

сата составил $8,14 \text{ м}^3/\text{сут}$ на штуцере 13 мм. Пластовое давление – 18,72–20,77 мПа, пластовая температура +45...53 °С.

По результатам анализов свободного газа, среднее содержание метана составляет 92,85–96,47 %, этана – 2,9–4,27 %, пропана – 0,06–0,38 %, бутанов – 0,019–0,61 %, C_5 + высших – 0,94 %, азота – 0,54 %, углекислого газа – 0,82 %. Гелий, аргон и сероводород не обнаружены. Относительная плотность газа по воздуху – 0,619–0,628.

Нефть по своим физико-химическим свойствам малосернистая, малопарафинистая, малосмолистая, содержание асфальтенов – 0,24 – 0,26 %. Плотность нефти – 0,862–0,901 г/см³.

Растворенный газ – метановый (96,6 %), содержание этана – 1,397 %, пропана – 0,03 %, бутанов – 0,03 %, азота – 0,625 %, углекислого газа – 1,31 %, гелий, аргон и сероводород не обнаружены. Относительная плотность газа по воздуху – 0,578.

Залежи нефтяные, газонефтяные, газовые, нефтегазоконденсатные, пластовые, тектонически экранированные. Размеры 3,0–4,5 × 7,0–16,0 км, высота 13–51 м.

Пласты группы БУ (от БУ₆ до БУ₁₄) представлены песчаниками с прослоями алевритистых глин. Эффективные газонасыщенные толщины коллекторов изменяются от 0,5 до 48,6 м, нефтенасыщенные – от 3,1 до 25,6 м, среднее значение открытой пористости – 14,5–18 %, проницаемость – 30–80 мД, коэффициент газонасыщенности – 57–74 %, нефтенасыщенности – 54–74 %. Дебиты газа изменяются от 1,35 тыс. м³/сут на штуцере 10 мм до 157,4 тыс. м³/сут на штуцере 20 мм, конденсата – от 1,5 м³/сут на штуцере 15 мм до 12,86 м³/сут на штуцере 12 мм, нефти – от 5,16 м³/сут при динамическом уровне 460 м до 21,45 м³/сут на штуцере 17 мм. Пластовое давление – 21,05–26,16 мПа, пластовая температура +55...66 °С.

Свободный газ по составу метановый, содержание метана составляет 90,85–94,3 %, этана – 3,78–5,7 %, пропана – 0,23–1,12 %, бутанов – 0,38–0,71 %, C_5 + высших – 0,23–0,56 %, азота – 0,52–0,67 %, углекислого газа – 0,56–0,63 %. Гелий, аргон и сероводород отсутствуют. Относительная плотность газа по воздуху – 0,594–0,625.

Конденсаты по своим физико-химическим свойствам малосернистые, малопарафинистые, малосмолистые, плотностью 0,746–0,787 г/см³. Содержание серы – 0,017–0,2 %, парафинов – 1,39 %, смолы не обнаружены. По групповому углеводородному составу конденсаты относятся к метаново-нафтеновому типу: содержание метановых углеводородов 31,43–44,19 %, нафтеновых – 47,89–59,95 %, ароматических – 7,92–8,63 %.

Нефти по своим физико-химическим свойствам малосернистые, парафинистые и малопарафинистые, малосмолистые, содержание асфальтенов – 0,01–0,22 %. Плотность нефти – 0,846–0,850 г/см³. По групповому углеводородному составу нефти относятся к нафтеново-метановому типу: содержание метановых углеводородов – 44,24–49,73 %, нафтеновых – 30,48–37,95 %, ароматических – 17,62–19,79 %.

Растворенный газ по составу метановый (86,16–91,25 %), содержание этана 5,6–10,66 %, пропана – 0,61–0,92 %, бутанов – 0,72–0,75 %, C_5 + высших – 0,46–0,83 %, углекислого газа – 0,57–1,39 %, азот, гелий, аргон и сероводород не обнаружены.

Залежи нефтяные, нефтегазовые, газоконденсатные, нефтегазоконденсатные, пластовые, сводовые, тектонически экранированные. Размеры 1–12 × 6–24 км, высота – 10–110 м.

Надым-Пурская НГО

Уренгойский НГР

Месторождение нефтегазовое Находкинское (VI-1-4) открыто в 1974 г. первой поисковой скв. 41, при испытании которой из отложений сеномана (пласт ПК₁) получен фонтан газа дебитом 317,25 тыс. м³/сут на штуцере 15,85 мм.

Всего на месторождении пробурено пять поисково-разведочных скважин с суммарным объемом проходки 15 549 м. Эффективность геологоразведочных работ составила 12 012 тут/м.

Мощность мезо-кайнозойских отложений осадочного чехла составляет 8500 м, ниже залегает верхний палеозой. Породы фундамента на площади не вскрыты.

На месторождении открыто пять залежей: сеноманские залежи газа в пласте ПК₁, две нефтегазовые залежи (пласты ПК₁₆₋₁₇) и две газовые в аптских отложениях (пласт ПК₁₈). В пластах ПК₁₆₋₁₇ и ПК₁₈ залежи имеют сложное строение, раздроблены на блоки тектоническими нарушениями, каждый блок имеет свои газонефтяные и водонефтяные контакты.

Основной по запасам газа является залежь пласта ПК₁.

Продуктивная сеноманская толща представлена переслаиванием песков, слабосцементированных песчаников и алевролитов с невыдержанными пластами и прослоями алевритовых глин. Эффективные газонасыщенные толщины коллекторов изменяются от 12,4 до 81,6 м, значение средней открытой пористости – 37 %, газопроницаемость – более 2000 мД, коэффициент газонасыщенности – 73 %. Дебиты газа изменяются от 126,9 тыс. м³/сут на штуцере 22,0 мм до 329,0 тыс. м³/сут на штуцере 15,85 мм. Пластовое давление – 10,4 мПа, пластовая температура +63 °С.

В составе газа преобладает метан (99 %). Содержание азота – около 0,988 %, углекислого газа – 0,14 %, гелия – 0,008 %. Плотность газа по воздуху – 0,561.

Залежь газовая массивная водоплавающая. Размеры залежи 22,5 × 15,7 км, высота – 104 м.

Пласты группы ПК (пласт ПК₁₆₋₁₇, ПК₁₈) представлены неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глинистых разностей. Эффективные нефтегазонасыщенные толщины коллекторов изменяются от 2 до 83,2 м. Среднее значение открытой пористости – 22–26 %, проницаемость – 111,3–539 мД, коэффициент газонасыщенности – 48–66 %, нефтенасыщенности – 48–58 %. Дебиты газа изменяются от 496,6 до 857,5 тыс. м³/сут на штуцере 20 и 22,5 мм соответственно, дебит нефти составил 10,8 м³/сут при динамическом уровне 71,5 м. Пластовое давление 15,8–16,45 мПа, что соответствует гидростатическому, пластовая температура +37...38 °С.

Нефть малосернистая, малосмолистая, малопарафинистая. Содержание серы – 0,14 %, парафинов – 0,84 %. Плотность нефти – 0,895 г/см³.

Залежи пластовые сводовые, тектонически экранированные, высота – 15–52 м.

Пур-Тазовская НГО

Большехетский НГР

Месторождение газоконденсатное Южно-Мессояхское (VI-2-1) открыто в 1987 г. первой поисковой скв. 10, при испытании которой из пласта ПК₁ получен фонтан газа дебитом 345,4 тыс. м³/сут на штуцере 15,75 мм.

Всего на месторождении пробурено 13 поисково-разведочных скважин с суммарным объемом проходки 45 059 м. Эффективность геологоразведочных работ составила 1715 тут/м.

Мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла составляет 10 000 м. Порода фундамента на площади не вскрыты.

На месторождении открыты пять залежей углеводородов (из них одна газовая и четыре газоконденсатные) в отложениях от сеноманских до валанжинских включительно.

Основной по запасам газа является залежь пласта БУ₁₃.

Продуктивные сеноманские отложения представлены песчаниками, песками, алевролитами, алевритами и глинами. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 4 до 16 м, значение средней открытой пористости – 30 %, коэффициент газонасыщенности – 60 %. Дебиты газа изменяются от 238,4 тыс. м³/сут на штуцере 12,1 мм до 345,4 тыс. м³/сут на штуцере 15,75 мм. Пластовое давление – 12,6 мПа, что соответствует гидростатическому, пластовая температура +18...36 °С.

Газоводяной контакт находится на абс. отм. 1227 м. Залежь газовая массивная водоплавающая. Размеры залежи 8 × 15,5 км, высота – 27 м.

Газ по составу метановый (55–97 %), содержание этана 0–12 %, пропана 0,32–12,6, бутанов – 0,03–11,3, C₅ + высших – 0,013–6,338, азота – 0,901–11,9, углекислого газа – 0–11,286, гелия – от следов до 0,015, аргона – до 0,039 %, сероводород отсутствует. Относительная плотность газа по воздуху – 0,567–1,057. Плотность конденсата – 0,71–0,745.

Залежи газовые и газоконденсатные массивные, пластовые сводовые, иногда с литологическими экранами. Размеры 2,5–17,0 × 5,0–37,0 км, высота – 3–48 м.

Пласты группы БУ (от БУ₁₃ до БУ₁₅) характеризуются неравномерным распространением коллекторов, значительной литологической изменчивостью по площади и разрезу, представлены песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Эффективные газонасыщенные толщины коллекторов изменяются от 0–2 до 21,6 м, среднее значение открытой пористости – 11,8–18 %, коэффициент газонасыщенности – 67,5–74 %. Дебиты газа изменяются от 16,9 тыс. м³/сут на штуцере 10 мм до 290,98 тыс. м³/сут на штуцере 12 мм, стабильного конденсата – от 2,46 м³/сут на штуцере 6 мм до 45,74 м³/сут на штуцере 12 мм. Пластовое давление в залежах близко к гидростатическому (31–34 мПа). Пластовая температура +82...89 °С.

Пластовые газы по своему составу метановые (до 94 %), содержание этана – 3,994–12,433 %, пропана – 0,76–5,162, бутанов – 0,235–2,689, C₅ + высших – 0,027–1,463, азота – 0,102–5,663, углекислого газа – 10,115–1,476, гелия – следы–0,009, аргона – 0–0,114 %, сероводород отсутствует.

Конденсаты по своим физико-химическим свойствам малосернистые, малопарафинистые, малосмолистые плотностью 0,821–0,832 г/см³. Содержание серы незначительно и колеблется в пределах 0,08–0,09 %, парафинов – 2,15–3,74, смол – 1,95–2,98, асфальтенов – 0,03–0,11 %.

Залежи газоконденсатные пластовые сводовые, литологически экранированные. Размеры 7 × 22 км, высота – 80–120 м.

Енисей-Хатангская НГО

Мессояхский НГР

Месторождение газоконденсатное Северо-Соленинское (V-4-1) открыто в 1971 г. скв. 13, при опробовании которой из пласта СД₉ получен фонтан газа дебитом 2696,0 тыс. м³/сут на штуцере 9,6 мм.

Всего на месторождении пробурено 13 поисково-разведочных скважин с суммарным объемом проходки 32 610 м. Эффективность геологоразведочных работ составила 3577 тут/м.

Мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла составляет 4500–5000 м. Породы фундамента на площади не вскрыты.

На месторождении выявлены пять залежей углеводородов, из них две газоконденсатные и три газовые в пластах ЯК₀, ЯК₁ + ЯК₂, СД₁, СД₃, СД₈ + СД₉, в отложениях от апт-альбских до валанжинских включительно.

Самой крупной по запасам газа является залежь пласта СД₈ + СД₉.

Пласты группы ЯК (ЯК₀, ЯК₁ + ЯК₂) представлены невыдержанными алеврито-глинистыми и алеврито-песчаными пачками и пластами с прослоями и линзами углей. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых – от 0 до 22,5 м, среднее значение открытой пористости – 18–22 %. Коэффициент газонасыщенности – 74–78 %. Дебиты газа изменяются от 30,7 тыс. м³/сут на штуцере 4,5 мм до 339,9 тыс. м³/сут на штуцере 13 мм. Пластовое давление – 13,90–14,50 мПа, пластовая температура +27...30 °С.

Свободный газ по составу метановый (98,60 %), содержание тяжелых углеводородов – 0,87 %, углекислого газа – 0,16, азота – 0,36, аргон, гелий и сероводород отсутствуют. Относительная плотность газа по воздуху – 0,558–0,570.

Газоводяной контакт в залежи принят на абс. отм. –1554 м. Залежи газовые пластовые сводовые массивные, литологически экранированные. Размеры залежей 6,5–11,5 × 7,5–12,0 км, высота – 13,5–41 м.

Пласты группы СД (СД₁, СД₃, СД₈ + СД₉) представлены ритмично чередующимися алеврито-песчаными и глинистыми пачками с преобладанием алевролитов и песчаников, являющихся коллекторами. Эффективные газонасыщенные толщины коллекторов изменяются от 1,2–26,0 м, среднее значение открытой пористости – 16–18 %, проницаемость – 1–150 мД, коэффициент газонасыщенности – 57–66 %. Дебиты газа изменяются от 4325 тыс. м³/сут на штуцере 7,1 мм до 266,0 тыс. м³/сут на штуцере 9,6 мм. Пластовое давление 20,60–23,90 мПа, пластовая температура – +43...58 °С.

Свободный газ по составу метановый (94,80 %), этана – 2,4–4,2, пропана – 0,029–0,140, бутанов – 0,034–0,380, С₅ + высших – до 0,05, углекислого газа –

0,09–1,88, азота – 2,2–3,4, гелия – 0,005–0,007 %, аргон и сероводород отсутствуют. Относительная плотность газа по воздуху – 0,571–0,597.

Конденсаты по своим физико-химическим свойствам малосернистые, малопарафинистые плотностью 0,750–0,821 г/см³. По углеводородному составу конденсаты относятся к метаново-нафтеновому типу.

Залежи газоконденсатные пластовые, сводовые массивные. Размеры залежей 8,5–12,0 × 9,0–12,5 км, высота – 26–50 м.

Месторождение нефтегазовое Новосоленинское (V-4-3) открыто в 2000 г. первой поисковой скв. 34, при опробовании которой из пласта НХ₄ получен фонтанирующий приток нефти дебитом 11,5 м³/сут, газа – 1,3 тыс. м³/сут на штуцере 3 мм.

На месторождении пробурены три поисковые скважины: глубиной 2707 м (скв. 34), 2810 м (скв. 35), 2810 (скв. 36). Эффективность геологоразведочных работ составила 113 тут/м.

Мощность мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла оценивается в 5000 м, в его состав входят триас и палеозой. Породы фундамента на площади не вскрыты.

На месторождении в валанжин-берриасских отложениях открыта одна нефтяная залежь газа в пласте НХ₄ и две газовые залежи в пластах СД₇, СД₉ выделены по ГИС.

Основной по запасам газа является залежь пласта СД₇.

Пласты группы СД представлены ритмично чередующимися алевритопесчаными и глинистыми пачками с преобладанием алевролитов и песчаников. Эффективные газонасыщенные толщины коллекторов изменяются от 7,8 до 11,1 м, среднее значение открытой пористости – 17 %, коэффициент газонасыщенности – 64–68 %.

Залежи газовые пластовые, сводовые. Размеры залежей 6,0–10,0 × 12,0–14,0 км, высота – 50–70 м.

Пласт НХ₄ представлен чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Коллекторами являются песчаники, эффективная нефтенасыщенная толщина которых составляет 7,4 м. Среднее значение открытой пористости – 13,3 %, коэффициент нефтенасыщенности – 69,7 %. Дебит нефти составил 13,0 м³/сут на штуцере 3,5 мм. Плотность нефти – 0,827 г/см³. Пластовое давление – 32,5 мПа, что превышает гидростатическое на 22 %, пластовая температура +68 °С.

Залежь нефтяная пластовая, литологически экранированная. Размеры залежи 10 × 16 км, высота – 70 м.

Месторождение газовое Мессояхское (V-5-1) открыто в 1967 г. поисковой скв. 1, при испытании которой из сеноманских отложений получен фонтан газа дебитом 28,30 тыс. м³/сут на штуцере 5 мм.

Всего на месторождении пробурено 11 поисково-разведочных скважин с суммарным объемом проходки 14 320 м. Эффективность геологоразведочных работ составила 1391 тут/м.

Мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла составляет 7000 м. Максимально вскрытый разрез – среднеюрские отложения. Породы фундамента на площади не вскрыты.

В результате поисково-разведочных работ на месторождении открыта одна газовая залежь в сеноманских отложениях.

Продуктивные сеноманские отложения (пласт ПК₁) представлены неравномерным чередованием песков, слабосцементированных песчаников, алевроитов, алевролитов и глин. Коллекторами являются пески, песчаники, алевроиты и алевролиты, эффективная газонасыщенная толщина которых достигает 69,5 м, среднее значение открытой пористости – 21–26,6 %, проницаемость изменяется в широких пределах от 0,5 до 1100 мД, коэффициент газонасыщенности – 65 %. Дебиты газа изменяются от 3,80 тыс. м³/сут на штуцере 3,25 мм до 179,30 тыс. м³/сут на штуцере 12,73 мм. Пластовое давление – 7,80 мПа, пластовая температура +12 °С.

В составе свободного газа преобладает метан (98,20 %), содержание тяжелых углеводородов незначительно – до 0,077 %, азота – 0,41–0,51, углекислого газа – 0,68 %, сероводород отсутствует. Относительная плотность газа по воздуху – 0,560–0,564.

Особенностью сеноманской залежи является вероятное нахождение ее части в гидратном состоянии. В залежи содержится тяжелая нефть, которая выносилась в распыленном состоянии при опробовании эксплуатационных скважин. Плотность нефти достигает 0,934 г/см³.

Начальный газовойодяной контакт отбивался на абс. отм. –805 м. Залежь газовая массивная сводовая. Размеры залежи 13 × 21 км, высота – 67 м.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный и бурый уголь. Угленосность территории листа связана с песчано-глинистыми отложениями яковлевской свиты раннемелового возраста, в которых выделяются три угленосных горизонта. В районе Яковлевского купола (проявление П-6-1) выделяется до 17 угленосных пластов мощностью от 1 до 4 м. На проявлении I-5-1 вскрыты верхний и средний угленосные горизонты. Наиболее угленасыщен верхний горизонт, где насчитывается восемь пластов угля, из них четыре мощностью от 0,5 до 1,6 м. В среднем горизонте три пласта мощностью до 1 м. По петрографическому составу угли гумусовые, преимущественно полосчатые, клареновые, с полосками и мелкими линзами витрена. Встречаются угли смешанного дюрено-кларенового и фюзенового состава.

Основные параметры проявления П-6-1: W^a – 15,6, A^c – 5,3, S^c – 0,4, C^Г – 75,2, H^Г – 4,1, (N+O+S) – 20,7, выход смолы – 6,3, V^Г – 39 %, Q – 6830 ккал/кг, угли относятся к марке длиннопламенных.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Титан. Присутствие минералов титана в шлиховых пробах по левым притокам р. Енисей отмечалось при ГСР-200 [232]. Ильменит отмечен в большинстве проб, отмечаются отдельные повышенные содержания рутила.

Несмотря на это, крупных скоплений титанистых минералов мало и связаны они с современным аллювием. Так, суммарное содержание ильменита и

рутила в районе устьев рек Танама и Пелятка составляет до 7 кг/м^3 , а в отдельных точках (Ш-6-1) – до 38 кг/м^3 , в бассейне р. Танама – $7\text{--}18 \text{ кг/м}^3$ (Ш-4-1), $45\text{--}75 \text{ кг/м}^3$ (Ш-3-1). На левобережье Большой Хеты (V-6-1) содержание ильменита, рутила и сфена составляет $5\text{--}10 \text{ кг/м}^3$. В связи с невысокими содержаниями минералов титана проявления промышленного интереса не представляют.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. В послесеноманском разрезе верхнего мела бассейна р. Танама отмечается несколько фосфатсодержащих горизонтов. На проявлении Ш-3-2 они вскрываются в основании каждой из пяти пачек насоновской свиты и в подошве салпадинской свиты. На правом берегу р. Танама вскрыты выдержанные по простиранию три горизонта фосфоритовых желваков, причем верхний горизонт сцементирован в плиту толщиной до 35 см глинистым фосфоритом. Мощность фосфоритовой пачки – $4,8\text{--}5,0 \text{ м}$, а желваковых горизонтов – $0,8; 1,0; 1,2 \text{ м}$. Размеры желваков достигают $9\text{--}12 \text{ см}$, в отдельных случаях до 20 и 30 см в поперечнике. Насыщенность горизонтов желваками – $40\text{--}50 \%$. Местами встречаются фосфоритовые желваки – в виде уплощенных вытянутых или почти идеальных шаровых конкреций диаметром $3\text{--}5 \text{ см}$. Содержание двуокиси фосфора – от $8,57$ до $21,76 \%$, что удовлетворяет требованиям промышленности к качеству сырья.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Песок строительный. На территории листа разведано одно проявление песка строительного (VI-2-3). Проявление приурочено к голоценовым отложениям поймы р. Мессояха. Характеристики проявления следующие: средняя мощность полезной толщи составляет 6 м при мощности вскрышных пород $2,5\text{--}5,0 \text{ м}$; модуль крупности – $1,21$; коэффициент фильтрации – $3,6 \text{ м/сут}$; объемный насыпной вес – $1420\text{--}1610 \text{ кг/м}^3$; ресурсы по категории P_1 – $150\,000 \text{ тыс. м}^3$. Пески проявления пригодны для производства строительных растворов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Минеральные промышленные йодные, йодо-бромные воды. На территории листа выявлено 17 проявлений минеральных промышленных йодных вод. Семь из них вскрыты скважинами в юрских отложениях, семь – в берриас-нижнеаптских, четыре – в апт-альб-сеноманских отложениях. К проявлениям йодных вод отнесены скважины с содержанием йода более 15 мг/дм^3 , йодо-бромных вод – с содержанием йода более 10 мг/дм^3 , брома – более 200 мг/дм^3 , которые могут представлять промышленный интерес.

Максимальные концентрации йода в среднеюрских и нижнемеловых отложениях приурочены к восточной части п-ова Гыдан и тяготеют к Енисей-Хатангской нефтегазоносной области. Содержания йода в отложениях малышевской свиты юрского возраста в скв. 15 Пеляткинской и скв. 2 Яровской площадях достигают 95 мг/дм³, в скв. 4-Р Среднеяровской оно составляет 114 мг/дм³.

Песчано-глинистые отложения берриаса–нижнего апта в пределах Гыданского полуострова также отличаются высоким содержанием йода. В скв. 2-Р Токачинская, вскрывшей отложения нижнемеловой нижнехетской свиты, оно составляет 97,93 мг/дм³. В западном направлении перспективы нижнемеловых отложений значительно снижаются.

Немногочисленные данные по содержаниям йода в апт-альб-сеноманских отложениях (покурская, яковлевская, марресалинская свиты) свидетельствуют о невысоких перспективах данной части разреза. Содержания йода, как правило, не выше 20 мг/дм³. Характеристика промышленных вод приведена в табл. 2.

Таблица 2

Характеристика проявлений промышленных йодных, йодо-бромных вод

Индекс клетки и номер на карте	Площадь	Номер скважины	Интервал определения, м		Минерализация, г/дм ³	Содержание, мг/дм ³	
			от	до		йода	брома
ЙОДНЫЕ ВОДЫ Апт-сеноманские отложения							
IV-4-5	Пеляткинская	1Р	745	748	24,740	18,860	60,740
VI-1-2	Западно-Мессояхская	21Р	910	915	15,855	16,560	41,580
VI-1-3	Западно-Мессояхская	24Р	897	903	15,568	15,690	37,260
VI-2-2	Южно-Мессояхская	13	1227	1243	18,418	16,280	42,080
VI-1-2	Западно-Мессояхская	21Р	1782	1788	63,398	15,260	53,460
Берриас-нижнеаптские отложения							
VI-6-5	Сузунская	1Р	2519	2523	13,080	15,230	38,360
VI-6-6	Сузунская	4Р	2532	2539	12,250	63,460	199,79
VI-6-6	Сузунская	4Р	2370	2375	8,700	63,460	199,79
VI-6-7	Сузунская	11Р	2586	2789	4,870	25,380	31,970
VI-6-3	Токачинская	2Р	2706	2712	7,850	97,930	2,400
Юрские отложения							
IV-4-3	Среднеяровская	4Р	2890	2902	11,757	114,34	117,51
IV-6-2	Казанцевская	4Р	2504	2514	5,610	25,850	21,480
IV-4-1	Среднеяровская	3Р	3152	3227	10,753	42,340	65,710
IV-4-3	Среднеяровская	4Р	3180	3190	10,815	35,140	58,310
IV-4-3	Среднеяровская	4Р	3345	3360	11,285	35,140	43,510
IV-4-4	Пеляткинская	15Р	3120	3125	4,870	95,190	59,940

Индекс клетки и номер на карте	Площадь	Номер скважины	Интервал определения, м		Минерализация, г/дм ³	Содержание, мг/дм ³	
			от	до		йода	брома
ЙОДО-БРОМНЫЕ ВОДЫ Берриас-нижнеаптские отложения							
II-4-2	Дерябинская	7P	2574	2582	11,176	25,384	508,96
VI-6-4	Токачинская	3P	2631	2645	8,880	16,500	525,85
VI-6-2	Токачинская	20P	2700	2710	6,680	95,190	398,78
Юрские отложения							
II-5-1	Южно-Носковская	318P	3603	3603	7,340	29,190	696,07
IV-3-1	Яровская	2P	3114	3120	6,680	95,190	319,66

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЭПОХИ И ЭТАПЫ МИНЕРАГЕНЕЗА

Территория листа находится в пределах Западно-Сибирской минерагенической провинции, включающей Западно-Сибирскую нефтегазоносную провинцию (ЗСНГП). Минерагения площади определяется главным образом углеводородной специализацией.

На площади листа развит мощный мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, представленный породами морского, прибрежно-морского и континентального генезиса. По результатам нефтепоисковых, геологосъемочных и поисково-разведочных работ выявлены месторождения нефти, газа, газоконденсата, нефтегазоконденсата, а также проявления углей, фосфоритов, промышленных йодных вод. Закономерности пространственного размещения каждого из перечисленных видов контролируются определенными сочетаниями структурно-тектонических, литолого-фациальных и геоморфологических факторов, определяющих минерагенические эпохи накопления полезных ископаемых. В рамках минерагенических эпох выделяются этапы. В пределах территории листа выделяются домезозойская и мезозойско-кайнозойская минерагенические эпохи.

Домезозойская минерагеническая эпоха связана с формированием фундамента Западно-Сибирской плиты. Отсутствие фактического материала о полезных ископаемых фундамента в целом не позволяет судить об особенностях концентрации полезных ископаемых в этот временной период – на современном этапе изученности рудная минерализация не выявлена. В домезозойское время формировались коры выветривания и зоны трещиноватости поверхности отдельных приподнятых блоков фундамента, являющиеся потенциальными коллекторами углеводородов.

Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха связана с развитием чехла Западно-Сибирской плиты и делится на несколько этапов с различной минерагенической специализацией, отвечающих крупным трансгрессивно-регрессивным циклам осадконакопления.

На юрском этапе развития, характеризующимся частыми сменами обстановок трансгрессий и регрессий, в мелководно- и прибрежно-морских обстановках регрессий были сформированы проницаемые комплексы резервуаров УВ, сложенные породами преимущественно алевролитно-песчаного состава,

существенно глинистые флюидоупоры резервуаров формировались в трансгрессивных условиях. Проницаемые комплексы аалена и бата являются водоносными горизонтами промышленных йодных вод. В плинсбахе, тоаре, аалене, титоне–раннем берриасе в глубоководной морской обстановке образовывались аргиллитоглинистые породы с повышенными содержаниями органического вещества (ОВ) левинской, китербютской, лайдинской, баженовской, гольчихинской свит, являющиеся источниками УВ Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Меловой этап развития территории характеризуется формированием резервуаров УВ, объединенных в два нефтегазоносных комплекса – нижнемеловой и апт-сеноманский.

В позднем берриасе–готериве в прибрежно-морских, морских палеогеографических обстановках в условиях некомпенсированного осадконакопления сформирован клиноформный комплекс песчано-алевритовых тел – значительный по запасам и добыче нефти и газоконденсата. С этими же отложениями связаны залежи промышленных минеральных йодных вод.

В готерив-аптское время в прибрежно-морских и континентальных обстановках алеврито-песчаные породы преимущественно газоносных резервуаров.

В апте–сеномане в прибрежно-морских и континентальных условиях сформировались песчано-алевритовые тела апт-сеноманского НГК, к которым приурочены залежи газа и промышленных йодных вод. В яковлевской и танопчинской свитах в континентальных обстановках формировались пласты бурых углей.

Установившийся морской режим, охватывающий период от турона до эоцена, позволил накопиться мощной толще преимущественно кремнисто-глинистого состава, являющейся региональным флюидоупором. В морских отложениях салпадинской и танамской свит накапливались пласты фосфоритов.

В палеогене на фоне установления континентального режима осадконакопления формируются отложения тибейсалинской свиты, благоприятные для формирования россыпей минералов титана и циркония.

Олигоцен-четвертичный этап характеризуется существенной структурной перестройкой: произошло резкое оживление тектонических движений с общим подъемом территории. Это привело к размыву ранее образованных отложений и формированию переотложенных россыпей минералов титана и циркония.

В плейстоценовое время, преимущественно континентального осадконакопления, образованы месторождения строительных материалов.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

Основные нефтегазоносные комплексы

Рассматриваемая территория охватывает арктические районы Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, включающей в себя Гыданскую,

Надым-Пурскую, Пур-Газовскую и Енисей-Хатангскую нефтегазоносные области.

В пределах листа к настоящему времени открыто 19 месторождений УВ (восемь газоконденсатных, пять газовых, четыре нефтегазовых, два нефтегазоконденсатных). С учетом условий формирования в нефтегазоперспективном интервале разреза территории можно выделить пять продуктивных нефтегазоносных комплексов, представляющих собой самостоятельные объекты поиска месторождений нефти и газа: палеозойский, юрский, нижнемеловой (неокомский), апт-сеноманский и верхнемеловой комплексы. Каждый из выделенных комплексов представляет собой относительно автономную систему, включающую резервуары, являющиеся совокупностью флюидоупора и проницаемого комплекса [Казаненков В. А., Ершов С. В. и др. 2014] и характеризующиеся своеобразными особенностями строения, условиями формирования и типами нефтегазоперспективных объектов.

Палеозойский нефтегазоносный комплекс. Особенностью комплекса является приуроченность залежей УВ к областям развития кор выветривания и зонам трещиноватости в кровле палеозойского фундамента в отдельных приподнятых блоках фундамента. В границах листа в палеозойском комплексе залежи не выявлены, на смежном листе R-43 выявлена газоконденсатная залежь в трещиноватых палеозойских известняках на Новопортовском месторождении. Перспективы палеозойского НГК на территории листа неясны ввиду больших глубин залегания фундамента, по аналогии с известной залежью, вероятно, обнаружение залежей УВ в сводовых частях положительных структур – Усть-Портовского мегавала.

Юрский нефтегазоносный комплекс. Подошвой комплекса служит доюрское основание (отражающий горизонт Ia), кровлей являются глинистые отложения келловей-раннеберриасского возраста (отражающий горизонт Б). Глубина залегания кровли комплекса изменяется в пределах от –800 м на сводах положительных структур до –4000 м в погруженных частях. Мощность комплекса изменяется от 3000 м на юге листа в пределах Северо-Ямбургского мегапрогиба до полного выклинивания на севере, вблизи северной рамки листа, в пределах Притаймырской антеклизы отложения комплекса выклиниваются.

Особенностью строения комплекса является ритмичность строения разреза, выраженная в переслаивании морских, мелководно- и прибрежно-морских толщ, накапливающихся в условиях чередующихся трансгрессий и регрессий. В периоды регрессий накапливались песчано-алевритовые отложения проницаемых комплексов резервуаров, при трансгрессиях – существенно глинистые отложения флюидоупоров. Морские отложения флюидоупоров содержат органическое вещество аквагенного и террагенного генезиса в содержаниях, благоприятных для создания нефтегазоматеринского потенциала этих толщ. В границах комплекса выделяется пять резервуаров: геттанг-синемюрский, плинсбахский, тоарский, аален-байосский и батский.

Геттанг-синемюрский резервуар включает проницаемый комплекс, представленный алеволито-песчаными породами зимней свиты и флюидоупор глинистой левинской свиты. В морских отложениях левинской свиты содержания $S_{орг}$ изменяются в интервале от 0,5 % в северо-восточной части терри-

тории до 1,5 % в центральных областях [Бостриков О.И., Ларичев А.И.], уровень содержаний благоприятен для генерации УВ. Плинсбахский резервуар включает проницаемый комплекс, представленный алевролитопесчаными породами шараповской свиты и флюидоупор глинистой китербютской свиты. Наиболее глубоководные осадки китербютской свиты обогащены аквагенным ОВ – по данным Конторовича [96], в морских глинистых отложениях свиты содержание $C_{орг}$ в среднем составляет 0,83%. Таким образом, свита является одним из источников УВ. Проницаемый комплекс тоарского резервуара представлен глинисто-алевролитопесчаными отложениями надояхской свиты, флюидоупором являются отложения лайдинской свиты. Разрез лайдинской свиты сложен преимущественно аргиллитами, в которых установлено как террагенное, так и аквагенное ОВ. Средняя концентрация ОВ в породах составляет 1,87 % [96]. Повышенные концентрации ОВ дают основание рассматривать свиту как нефтегазоматеринскую толщу. Аален-байосский резервуар включает проницаемый комплекс алевролитопесчано-глинистых отложений вымской свиты и флюидоупор аргиллитов леонтьевской свиты. Морские отложения леонтьевской свиты содержат преимущественно аквагенное ОВ с содержаниями $C_{орг}$, которые в наиболее глубоководных областях достигают 2,0–3,0 % [Бостриков О.И., Ларичев А.И.]. Проницаемый комплекс батского резервуара сложен глинисто-алевролитопесчаными отложениями малышевской свиты, которые сформировались в прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках осадконакопления. В составе комплекса на Зимнем месторождении выявлен продуктивный пласт Ю₂, содержащий газовую залежь пластово-сводового литологически экранированного типа. В Пуртазовской НГО в состав проницаемого комплекса включены алевролитопесчаные отложения васюганской свиты. Флюидоупор резервуара представлен глинистыми и аргиллитовыми толщами келловея и верхней юры (баженновская, абалакская, гольчихинская, яновстановская свиты). Битуминозные отложения баженновской свиты, содержания аквагенного ОВ в которых достигает 8–15 %, являются главной нефтепроизводящей толщей Западно-Сибирского бассейна. Менее богатые (до 3%) ОВ отложения гольчихинской и марьяновской свит также потенциальны на генерацию УВ.

В настоящее время промышленные залежи углеводородов в юрских отложениях на территории листа установлены на месторождении Зимнее, расположенном в пределах Усть-Портовского мегавала Мессояхского тектонического порога.

Низкие фильтрационно-емкостные свойства коллекторов большей части нижне-среднеюрских резервуаров комплекса, обусловленные большими глубинами залегания проницаемых комплексов резервуаров (более 4000 м на большей части территории листа) не позволяют оценить их перспективы как высокие. Наиболее перспективными в отношении локализации залежей УВ являются отложения малышевской свиты батского резервуара на склоновых участках положительных тектонических структур Мессояхского тектонического порога – Нижнемессояхского и Усть-Портовского мегавалов [Малышев Н.А., Поляков А.А. и др., 2013]. Прогнозируемый тип залежей – газовые, газоконденсатные пластовые литологически и тектонически экранированного типа. Предпосылки формирования тектонических ловушек связаны с широко развитыми на бортах мегавалов дизъюнктивными дислокациями, играющими

роль латеральных флюидопоров. Литологические ловушки могут быть сформированы за счет выклинивания отдельных пластов в составе батского резервуара на начальном этапе роста структур Мессояхского тектонического порога. В наименее погруженных областях – в границах Турковского, Западно-Соленинского и Восточно-Соленинского валов, а также у южной границы Притаймырской антеклизы – перспективны на обнаружение залежей УВ проницаемые комплексы батского и аален-байосского резервуаров в объеме малышевской и вымской свит. Прогнозируемый тип залежей – газовые, газоконденсатные пластовые структурные. Район Притаймырской антеклизы Внешнего пояса малоперспективен: флюидопоры резервуаров сильно опесчанены в силу их близости к области сноса, а мощности проницаемых комплексов сокращены.

Нижнемеловой (неокомский) нефтегазоносный комплекс. Подошвой комплекса являются глинистые отложения келловой-раннеберриасского возраста (отражающий горизонт Б), кровлей служит отражающий горизонт М, в стратиграфическом отношении отождествляемый с существенно глинистыми нижнеяковлевской пачкой в Енисей-Хатангской НГО и нейтинской пачкой в Гыданской и Надым-Пурской НГО. Особенностью строения комплекса является его приуроченность к зоне развития клиноформного комплекса. В границах неокомского комплекса выделяется три резервуара: ачимовский, берриас-готеривский и готерив-нижнеаптский.

Ачимовский и берриас-готеривский резервуары представляют собой циклично построенную терригенную толщу, в разрезе которой выделяются проницаемые отложения, разделенные глинистыми пачками, являющимися региональными и зональными флюидопорами [Казаненков В.А., Ершов С.В. и др. 2014]. Проницаемые отложения связаны с регрессивными, финально-регрессивными частями зональных и субрегиональных клиноформ. Они накапливались в периоды регрессий, сопровождавшихся лавинной седиментацией. Экранами для залежей служат финально-трансгрессивные части клиноформ – глинистые пачки, сформированные в периоды трансгрессий при относительно быстром подъеме уровня моря и значительном удалении от береговой линии. В клиноформах выделяется два типа тел-коллекторов, связанных с мелководными (шельфовыми) и глубоководными дистальными (ачимовскими) отложениями.

Пласты ачимовской толщи представляют собой серию песчано-алевритовых линз в фондоформных частях клиноформ, наклонно залегающих по отношению к шельфовым пластам и подклинивающихся к нижележащим отложениям. Песчаные разности толщи формировались в относительно глубоководных условиях при разгрузке турбидитных потоков. Пласты ачимовской толщи с надачимовской толщей, отделяющей ее от шельфовых отложений, образует ачимовский резервуар. На стратиграфических колонках, помещенных в зарамочное оформление карты прогноза на нефть и газ, показ ачимовского резервуара в нижней части нижнемелового НГК условный и отражает только пространственное его размещение в нижней части клиноформ, возраст отложений резервуара – скользящий и изменяется с востока на запад от берриаса до готерива [55]. В стратиграфическом отношении проницаемый комплекс резервуара приурочен к низам ахской (Гыданская НГО), сортымской (Гыданская, Пур-Тазовская НГО), шуратовской, нижнехетской (Енисей-

Хатангская НГО) свит. На территории листа промышленные притоки УВ получены из пластов ачимовского резервуара БУ₂₁ сортымской свиты (газоконденсат), Д-V шуратовской (нефть), НХ-VI нижнехетской (нефть, газ, газоконденсат) на пяти месторождениях. Тип залежей – нефтяные, нефтегазоконденсатные пластовые, литологически экранированные.

Берриас-готеривский резервуар представляет собой комплекс шельфовых и кромкшельфовых (ундаформных) частей клинформ. Флюидоупор резервуара не имеет регионального распространения и, в границах Гыданской НГО, представлен пимской пачкой ахской свиты, пачкой шоколадных глин тангаловской свиты в пределах Надым-Пурской, Пур-Тазовской и Гыданской НГО, пеляткинской пачки суходудинской свиты Пур-Тазовской и Енисей-Хатангской НГО, кровле шуратовской свиты Енисей-Хатангской НГО. В стратиграфическом отношении проницаемый комплекс резервуара приурочен к ахской, сортымской, низам тангаловской (Гыданская, Пур-Тазовская НГО), верхам нижнехетской, суходудинской (Пур-Тазовская, Енисей-Хатангская НГО), верхам шуратовской и нижней части байкаловской (Енисей-Хатангская НГО) свит. В Пур-Тазовской НГО отложения базальной части нижнехетской свиты – мангазейской пачки имеют субгоризонтальное залегание – отложения пачки отнесены к берриас-готеривскому резервуару. С залежами резервуара связан основной ресурсный потенциал УВ рассматриваемой территории – промышленные притоки УВ из отложений резервуара получены на 12 месторождениях из продуктивных пластов Д-I-IV, Нск-I-X, СД₂₋₁₁, БК-II-XII, БУ₆₋₁₅, НХ-I-IV. Тип залежей – газоконденсатные, газовые, нефтяные пластовые литологически экранированные, структурные.

Отложения готерив-нижнеаптского резервуара формировались в период регрессии при окончательной компенсации раннемелового осадочного бассейна. Вверх по разрезу резервуара морские отложения сменяются прибрежно-морскими и континентальными. Проницаемый комплекс резервуара представлен горизонтальнослоистым ритмичным переслаиванием алевроитопесчаных и алевроито-глинистых пачек, в верхней части – с прослоями углей. В стратиграфическом отношении проницаемый комплекс резервуара приурочен к верхам ахской, низам танопчинской (Гыданская НГО), верхам тангаловской (Гыданская, Пур-Тазовская НГО), верхам суходудинской и байкаловской, малохетской (Енисей-Хатангская НГО) свит. Углесодержащие отложения танопчинской свиты со средними содержаниями $C_{орг}$ 2,8–3,0 % [141] являются газоматеринскими. Флюидоупором служат существенно глинистые нижнеяковлевская пачка в Енисей-Хатангской НГО и нейтинская пачка танопчинской свиты в Гыданской и Надым-Пурской НГО, выделяемые в отражающий горизонт М. На территории листа промышленные притоки УВ получены из пластов резервуара МХ₁₋₃ малохетской свиты (газ), БК-0-I байкаловской свиты (газоконденсат), СД₁ суходудинской свиты (газ, газоконденсат). Тип залежей – газовые, газоконденсатные пластово-сводовые структурно экранированного типа.

В пределах территории листа нижнемеловой комплекс является наиболее перспективным на выявление залежей УВ сырья – ачимовский и берриас-готеривский резервуары являются первыми на пути миграции УВ из нефтематеринских пород баженовской свиты. Однако прогнозирование неантиклинальных ловушек УВ является непростой задачей, требующей разработок

теоретических предпосылок и методики комплексирования интерпретации материалов бурения и сейсморазведки. В структурном плане, наиболее емкие коллекторы связаны с кромкошельфовыми и депрессионными песчаными телами [130]. Кромкошельфовые песчаные тела протягиваются в полосе, ограниченной кромками шельфа, к началу и окончанию соответствующего пласта, являются коллекторами берриас-готеривского резервуара. Они отличаются повышенными толщинами и улучшенными коллекторскими свойствами. Благоприятное сочетание структурного плана и седиментационного наклона клиноформных отложений часто приводят к формированию ловушек, связанных с поднятиями на моноклиналиях и на склонах положительных структурных элементов. Депрессионные песчаные тела развиты у подножия склона, покровный характер их распространения благоприятен для формирования крупных залежей сводового типа ачимовского резервуара. В зонах замещения песчаных тел в дистальной части и вверх по восстанию клиноформ формируются ловушки комбинированного типа – сводово-литологические. В качестве прогнозного признака на карту прогноза на нефть и газ вынесены границы «бровки» мелководно-морских террас клиноформного комплекса. Схема расположения границ взята из материалов [38].

Апт-сеноманский нефтегазоносный комплекс. Подошвой комплекса служит отражающий горизонт М, кровлей являются глинистые отложения поздне-мелового–палеогенового возраста (отражающий горизонт Г). Глубина залегания кровли комплекса изменяется от –1500 м на юге в районе Надым-Тазовской синеклизы до полного выклинивания отложений регионального флюидоупора на севере территории.

В составе комплекса в западной части Гыданской НГО выделяется два региональных резервуара – аптский и альб-сеноманский, разделенные глинистой толщей яронгской свиты (сейсмогоризонт М'). Проницаемый комплекс аптского резервуара представлен отложениями верхов танопчинской свиты, альб-сеноманского – марресалинской свитой. В восточном направлении флюидоупор теряет экранирующие свойства из-за опесчанивания. По этой причине в восточной части Гыданской НГО и Пур-Тазовской НГО отложения апта–сеномана выделены в покурскую свиту, представляющую собой единый проницаемый комплекс. Далее на восток, в пределах Енисей-Хатангской НГО проницаемый комплекс сложен переслаивающейся толщей песчаников, алевролитов и глин яковлевской свиты и перекрывающей ее долганской свиты. Промышленные притоки УВ получены из пластов апт-сеноманского резервуара ПК₁₋₂₁ покурской свиты (нефть, газ, газоконденсат), ЯК₀₋₆ яковлевской свиты (газ) и ДЛ₁ долганской свиты (газ). Тип залежей – газовые пластовые, массивные сводовые структурные.

С проницаемыми отложениями комплекса связаны наибольшие скопления газа в регионе. В большинстве случаев залежи УВ связаны со структурными ловушками (локальными поднятиями). По типу залежи являются массивно-пластовыми. Помимо структурных ловушек, в пределах положительных структур первого порядка отмечается также наличие тектонически экранированных, связанных с отрицательными структурами типа грабенов, осложняющих поднятия [89]. Таким образом, перспективными в пределах территории листа являются области локальных поднятий положительных структур Мес-

сояхского тектонического порога в плане обнаружения залежей УВ структурного типа, борта положительных структур в областях развития дизъюнктивных дислокаций, а также замкнутые локальные поднятия, осложняющие структурные элементы территории листа. В пределах Притаймырской антеклизы в районе развития долганской свиты комплекса, перспективы газоносности невысоки, что связывается [53] с опесчаниванием флюидоупора – отложений дорожковской свиты, а также его полным выклиниванием на севере листа. Неблагоприятным фактором является также развитие в северной части листа в пределах проницаемого комплекса толщи многолетнемерзлых пород, что вызывает наличие аномально низких пластовых температур и вследствие этого – широкое развитие гидратообразования.

Верхнемеловой нефтегазоносный комплекс. На территории листа нефтегазоносность НГК не установлена. Залежи УВ, выявленные в сходной геологической обстановке, локализируются в туронских отложениях газалинской пачки кузнецовской свиты в Тазовском СФР. Продуктивные отложения представлены чередованием глинисто-алевритовых и песчаных пачек. Залежи газовые пластово-сводовые. Отложения верхнемелового НГК являются нетрадиционным для нефтегазовой геологии объектом изучения и относятся к трудноизвлекаемым запасам углеводородного сырья, которые не могут эффективно отбираться с применением традиционных методов разработки.

Нефтегазогеологическое районирование

Территория листа охватывает северную часть Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В пределах изучаемой территории в Гыданской НГО выделяются Гыданский и Мессовский НГР. В Надым-Пурской НГО выделяются Надымский и Уренгойский НГР. В Пур-Тазовской НГО – Большехетский и Сузунский НГР, в Енисей-Хатангской НГО – Мессояхский и Усть-Енисейский НГР. Границы таксонов проведены в соответствии со схемой нефтегазогеологического районирования Западно-Сибирской серийной легенды и картой нефтегазогеологического районирования Российской Федерации (ред. К. А. Клещев, А. И. Варламов, 2010 г.) и уточнены по материалам схемы тектонического районирования чехла, составленной в рамках комплекта.

Гыданская нефтегазоносная область

Гыданский НГР. В тектоническом отношении Гыданский НГР приурочен к Ямало-Гыданской синеклизе, в составе которой выделена Гыданская мега-терраса и Антипаютинская мегавпадина. На территории района открыто среднее газоконденсатное месторождение Ладертойское. На месторождении пробурена одна поисковая скважина глубиной 2965 м, при испытании которой из пласта БГ₁₅ получен фонтан газоконденсата.

В силу большой глубины залегания перспективы нижнеюрских резервуаров юрского НГК низкие. Предполагается наличие структурных ловушек в отложениях батского резервуара юрского НГК в районе Ладертойского месторождения. В нижнемеловом НГК прогнозируются литологические и структурно-литологические ловушки в области распространения кромкошельфо-

вой части клиноформного комплекса в зонах совпадения их структурного плана со склонами положительных структур. Перспективы апт-сеноманского НГК связаны с локальными небольшими замкнутыми положительными поднятиями и связанными с ними структурными ловушками.

Мессовский НГР характеризуется наиболее высокой плотностью геологических ресурсов УВ в Гыданской НГО. В тектоническом отношении приурочен к Нижнемессояхскому мегавалу Мессояхского тектонического порога. В пределах изучаемой территории в районе открыто Западно-Мессояхское нефтегазовое и Восточно-Мессояхское нефтегазоконденсатное месторождения. Залежи выявлены в пластах ПК₁₋₂₁, ХМ₂₋₉ в покурской свите апт-сеноманского резервуара, БУ₆₋₁₁ нижней части тангаловской свиты и БУ₁₃₋₁₄ сортымской свиты берриас-готеривского резервуара. Месторождения характеризуются сложным блоковым геологическим строением, контролируемым зонами дизъюнктивных нарушений, невыдержанностью толщин и коллекторских свойств продуктивных пластов, многофазным характером углеводородов большинства выявленных залежей.

Структура ресурсов УУВ, накопленная добыча и начальные суммарные ресурсы. Перспективы района связаны с юрским и нижнемеловым НГК. В пределах района предполагается развитие структурно-литологических, литологических и тектонических ловушек, локализованных в проницаемых комплексах батского резервуара юрского НГК и резервуаров нижнемелового НГК. В юрском НГК прогнозируется локализация ловушек на склоновых участках Западно-и Восточно-Мессояхского валов. В нижнемеловом НГК ловушки прогнозируются в области распространения кромкошельфовой части клиноформного комплекса в зонах совпадения их структурного плана со склонами Нижнемессояхского мегавала.

Надым-Пурская нефтегазоносная область

В состав НГО входят Надымский и Уренгойский нефтегазоносные районы. **Надымский НГР** на территории листа представлен небольшим фрагментом, в его границах месторождения УВ не выявлены.

Уренгойский НГР выделен на самом юге изучаемой территории. В районе в пределах изучаемой площади расположено крупное нефтегазовое Находкинское месторождение. На месторождении открыто пять залежей в отложениях покурской свиты: сеноманские залежи газа в пласте ПК₁, две нефтегазовые залежи (пласты ПК₁₆₋₁₇) и две газовые в аптских отложениях (пласт ПК₁₈).

Перспективы резервуаров юрского НГК низкие ввиду больших глубин залегания резервуаров и, как следствие, ухудшения коллекторских свойств проницаемых комплексов. На изучаемой территории перспективы обнаружения залежей УВ в основном связаны с нижнемеловым НГК в районе Находкинского месторождения.

Пур-Тазовская нефтегазоносная область

Большехетский НГР. В пределах изучаемой территории, в тектоническом отношении район приурочен к Большехетской мегавпадине Надым-Тазов-

ской синеклизы, которая характеризуется максимальными толщинами осадочного чехла в Западно-Сибирской НГП.

На исследуемой площади, на территории района расположены два крупных месторождения УВ – Южно-Мессояхское и Северо-Хальмерпаютинское, в которых открыто шесть залежей газа и газоконденсата. Газовая залежь Южно-Мессояхского месторождения выявлена в покурской свите апт-сеноманского резервуара, газоконденсатные залежи – в верхней части сортымской свиты берриас-готеривского резервуара. В пределах Северо-Хальмерпаютинского открыта газоконденсатная залежь в нижней части сортымской свиты, относящейся к ачимовскому резервуару.

Перспективы резервуаров юрского НГК низкие из-за больших глубин залегания резервуаров и, как следствие, ухудшения коллекторских свойств проницаемых комплексов. На изучаемой территории возможно обнаружение залежей УВ в резервуарах нижнемелового НГК на восточном склоне Большехетской мегавпадины.

Сузунский НГР. В тектоническом отношении район, в пределах исследуемой территории приурочен к Сузунскому мегавалу Надым-Тазовской синеклизы. В пределах изучаемой площади расположено одно крупное нефтегазовое месторождение Сузунское. На месторождении продуктивны отложения яковлевской свиты апт-сеноманского комплекса (газовые залежи), малохетской свиты готерив-нижнеаптского резервуара (газовые залежи), а также отложения берриас-готеривского резервуара – суходудинской свиты, содержащие газовые залежи, и нижнехетской свиты, содержащие газоконденсатную залежь.

Перспективы обнаружения залежей связаны со всеми нефтегазоносными комплексами, развитыми в Пур-Тазовской НГР. Наиболее перспективной является область наименее глубоко залегающей части Сузунского мегавала, расположенной к югу от месторождения, где вероятно обнаружение ловушек от альбского резервуара апт-сеноманского НГК до аален-байосского резервуара юрского НГК. Предполагается развитие структурных и структурно-литологических ловушек. Перспективы апт-сеноманского НГК связаны с локальными небольшими замкнутыми положительными поднятиями и связанными с ними структурными ловушками.

Енисей-Хатангская нефтегазоносная область

В тектоническом отношении НГО охватывает южную часть Предтаймырской мегамоноклизы и Ямало-Тазовскую мегасинеклизу, в составе которой выделены Енисей-Хатангский прогиб и Мессояхский тектонический порог.

Усть-Енисейский НГР. В пределах изучаемой территории район приурочен к Предтаймырской мегамоноклизе и Енисей-Хатангскому прогибу. На территории района выявлены Дерябинское газоконденсатное и Байкаловское нефтегазоконденсатное крупные месторождения. Газоконденсатные и нефтяные залежи Дерябинского месторождения локализованы в клиноформных отложениях нижнехетской свиты ачимовского и берриас-готеривского резервуаров. Газоконденсатные залежи Байкаловского месторождения приурочены

к отложениям байкаловской свиты, газоконденсатные и нефтяные – к шура-товской свите, отнесенных к берриас-готеривскому резервуару.

Перспективы района связаны с юрским и нижнемеловым НГК. Перспективы юрского НГК связаны с обнаружением залежей УВ проницаемых комплексов батского и аален-байосского резервуаров в объеме малышевской и вымской свит в районе Дерябинского месторождения. Прогнозируемый тип залежей – газовые, газоконденсатные структурно-литологические. Перспективы района в целом связаны с обнаружением литологических ловушек в объеме нижнемелового НГК.

Мессояхский НГР. В пределах изучаемой территории в тектоническом отношении район приурочен к структурам Мессояхского тектонического порога – Танамскому и Усть-Портовскому мегавалам. В границах района выявлено 10 месторождений УВ: газовые Нанадянское, Ушаковское, Мессояхское, Зимнее и Горчинское, газоконденсатные Пеляткинское, Казанцевское, Северо- и Южно-Соленинские, Новосоленинское нефтегазовое. Залежи УВ распределены практически по всему мезозойскому разрезу – от верхнего мела до средней юры. На уровне апт-сеноманского НГК в долганской и яковлевской свитах выявлены газовые залежи Мессояхского, Северо- и Южно-Соленинских месторождений. Газовые залежи Северо-, Южно-Соленинского и Пеляткинского месторождений локализируются в пределах готерив-нижнеаптского резервуара в объеме малохетской свиты, в этом же резервуаре выявлены газовые залежи Нанадянского месторождения и конденсатные Северо-Соленинского в верхах суходудинской свиты. Подавляющая часть залежей месторождений района приурочена к берриас-готеривскому резервуару в составе суходудинской и нижнехетской свит. Залежи газовые и газоконденсатные. В нижней части нижнемелового НГК, в пределах ачимовского резервуара локализованы нефтяные залежи Новосоленинского и Горчинского месторождений, а также газовая залежь Зимнего месторождения. В пределах Зимнего месторождения выявлена также газоконденсатная залежь в отложениях малышевской свиты, относимая к батскому резервуару юрского НГК.

В границах района перспективны все нефтегазоносные комплексы. В юрском НГК в объеме батского и аален-байосского резервуаров прогнозируются литологические, структурно-литологические и тектонические ловушки на южных склоновых участках Западно- и Восточно-Соленинского валов. В сводовых частях Танамского и Усть-Портовского мегавалов вероятно обнаружение структурных ловушек в аален-байосском резервуаре. В нижнемеловом НГК литологические, структурно-литологические ловушки прогнозируются в области распространения кромкошельфовой части клиноформного комплекса в зонах совпадения их структурного плана со склонами Танамского и Усть-Портовского мегавалов. Перспективы апт-сеноманского НГК связаны с локальными небольшими замкнутыми положительными поднятиями и связанными с ними структурными ловушками.

Оценка прогнозных ресурсов

На карту вынесены площади, перспективные на поиски углеводородов, локализованные в трех нефтегазоносных комплексах: юрском, нижнемеловом

и апт-сеноманском. При выделении площадей использованы материалы карт основных отражающих сейсмогоризонтов и информация по локализации границ «бровки» мелководно-морских террас клиноформного комплекса. По нефтегазоносным комплексам оценены ресурсы углеводородного сырья категории D₁, подсчет которых произведен умножением площадей перспективных объектов по каждому комплексу в каждом НГР на плотность ресурсов. При оценке суммарной плотности прогнозных геологических ресурсов углеводородного сырья (в тысячах тонн условного топлива на 1 км²) для выделяемых на изучаемой территории НГР, использованы материалы ФГУП «ВНИГНИ» (табл. 3).

Таблица 3

Плотность ресурсов углеводородного сырья

Наименование	Плотность ресурсов углеводородного сырья, тыс. т у.т. на 1 км ²
Гыданская НГО	
Гыданский НГР	70
Мессовский НГР	425
Надым-Пурская НГО	
Надымский НГР	415
Уренгойский НГР	570
Пур-Тазовская НГО	
Большехетский НГР	225
Сузунский НГР	285
Енисей-Хатангская НГО	
Усть-Енисейский НГР	30
Мессояхский НГР	75

Всего на территории листа выделено 48 площадей, перспективных на поиски углеводородов. Из них в юрском НГК выделено 16 площадей; в нижнемеловом НГК – 16; в апт-сеноманском – 16. Характеристики выделенных площадей по элементам нефтегазогеологического районирования сведены в табл. 4.

Таблица 4

Характеристика площадей, перспективных на поиски углеводородов

№ п/п	Номер на карте	НГК	Прогнозируемый тип ловушки	Площадь, км ²	Прогнозные ресурсы, тыс. т. у.т. (категория D ₁)
Гыданская НГО <i>Гыданский НГР</i>					
1	5	Юрский	Структурный	125	8750
2	6	Юрский	Структурный	139	9730

№ п/п	Номер на карте	НГК	Прогнозируемый тип ловушки	Площадь, км ²	Прогнозные ресурсы, тыс. т. у.т. (категория D ₁)
3	8	Нижнемеловой	Литологический	183	12 810
4	10	Апт-сеноманский	Структурный	56	3920
5	11	Нижнемеловой	Литологический	124	8680
6	13	Апт-сеноманский	Структурный	58	4060
7	21	Апт-сеноманский	Структурный	57	3990
8	25	Апт-сеноманский	Структурный	183	12 810
9	28	Апт-сеноманский	Структурный	97	6790
<i>Мессовский НГП</i>					
10	33	Нижнемеловой	Литологический	234	99 450
11	34	Нижнемеловой	Литологический	275	116 875
12	35	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	335	142 375
13	36	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	158	67 150
14	37	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	146	62 050
15	38	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	407	172 975
16	39	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	300	127 500
Надым-Пурская НГО <i>Уренгойский НГП</i>					
17	48	Нижнемеловой	Литологический	135	76 950
Пур-Газовая НГО <i>Большехетский НГП</i>					
18	40	Апт-сеноманский	Структурный	67	15 075
19	41	Апт-сеноманский	Структурный	113	25 425
20	42	Апт-сеноманский	Структурный	76	17 100
21	43	Нижнемеловой	Литологический	151	33 975
22	44	Апт-сеноманский	Структурный	218	49 050
23	45	Апт-сеноманский	Структурный	81	18 225
24	46	Апт-сеноманский	Структурный	45	10 125
25	47	Апт-сеноманский	Структурный	96	21 600

№ п/п	Номер на карте	НГК	Прогнозируемый тип ловушки	Площадь, км ²	Прогнозные ресурсы, тыс. т. у.т. (категория D ₁)
<i>Сузунский НГР</i>					
26	31	Юрский	Структурно-литологический	318	90 630
27	32	Апт-сеноманский	Структурный	145	41 325
Енисей-Хатангская НГО <i>Усть-Енисейский НГР</i>					
28	1	Нижнемеловой	Литологический	213	6390
29	2	Юрский	Структурно-литологический	213	6390
30	3	Нижнемеловой	Литологический	336	10 080
31	4	Юрский	Структурно-литологический	191	5730
<i>Мессояхский НГР</i>					
32	7	Нижнемеловой	Литологический	102	7650
33	9	Апт-сеноманский	Структурный	221	16 575
34	12	Нижнемеловой	Литологический	212	15 900
35	14	Нижнемеловой	Литологический	174	13 050
36	15	Нижнемеловой	Литологический	185	13 875
37	16	Нижнемеловой	Литологический	172	12 900
38	17	Апт-сеноманский	Структурный	58	4350
39	18	Апт-сеноманский	Структурный	73	5475
40	19	Юрский	Структурно-литологический	283	21 225
41	20	Юрский	Структурный	218	16 350
42	22	Юрский	Структурный	114	8550
43	23	Нижнемеловой	Литологический	206	15 450
44	24	Нижнемеловой	Литологический	183	13 725
45	26	Нижнемеловой	Литологический	112	84 000
46	27	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	243	18 225
47	29	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	487	36 525
48	30	Юрский	Структурно-литологический, тектонический	306	22 950

Общие сведения об оценке прогнозных ресурсов территории листа по элементам нефтегазогеологического районирования сведены в табл. 5.

Таблица 5

Оценка прогнозных ресурсов углеводородного сырья

Нефтегазоносные район, область	Прогнозные ресурсы, млн т. у.т. (категория D ₁)			
	Юрский НГК	Нижнемеловой НГК	Альб-сеноманский НГК	Всего
Гыданская НГО				860,0
Гыданский НГР	18,5	21,5	31,6	71,6
Мессовский НГР	572,1	216,3	–	788,4
Надым-Пурская НГО		77,0		77,0
Надымский НГР	–	–	–	
Уренгойский НГР	–	77,0	–	77,0
Пур-Тазовская НГО				322,5
Большехетский НГР	–	34,0	156,6	190,6
Сузунский НГР	90,6	–	41,3	131,9
Енисей-Хатангская НГО				355,4
Усть-Енисейский НГР	12,1	16,5	–	28,6
Мессояхский НГР	123,8	176,6	26,4	326,8
Всего	817,1	541,9	255,9	1614,9

Наиболее значимые прогнозные ресурсы углеводородов территории оценены для Гыданской НГО, где основные перспективы нефтегазоносности связаны с отложениями малышевской свиты батского резервуара юрского НГК на склоновых участках Нижнемессояхского мегавала. Прогнозируемый тип залежей – газовые, газоконденсатные пластовые литологически и тектонически экранированного типа. В пределах НГО перспективны также отложения нижнемелового НГК с газоконденсатными, нефтяными, нефтегазоконденсатными залежами пластовыми литологически экранированного типа. Однако прогнозирование ловушек УВ в клиноформном комплексе является непростой задачей, требующей разработок теоретических предпосылок и методики комплексирования интерпретации материалов бурения и сейсморазведки. Перспективность апт-сеноманского НГК связана со структурными газовыми залежами пластового, массивного сводового типа. Перспективы НГК снижены вследствие полого-выровненного рельефа структурно-литологической кровли сеномана и отсутствия крупных положительных высоко- и среднеамплитудных поднятий.

В Пур-Тазовской НГО перспективы нефтегазоносности связаны главным образом с многочисленными локальными положительными структурами апт-сеноманского НГК, развитыми в пределах Большехетской мегавпадины.

В Енисей-Хатангской НГО в работе выделено большое количество перспективных площадей во всех нефтегазоносных комплексах, однако ресурс-

ный потенциал НГО занижен из-за низкой плотности ресурсов. Наиболее перспективен в пределах НГО юрский НГК, где основные перспективы нефтегазоносности связаны с отложениями малышевской свиты батского резервуара на склоновых участках Усть-Портовского мегавала. Значительное количество выявленных границ бровок клиноформного комплекса делает перспективным нижнемеловой НГК. Перспективность апт-сеноманского НГК связана с локальными положительными структурами.

Низкие значения прогнозных ресурсов Надым-Пурской НГО связаны с небольшой площадью распространения таксона в пределах листа.

Каменный и бурый уголь

Угленосность территории листа связана с песчано-глинистыми отложениями яковлевской свиты нижнего мела, в которых выделяются три угленосных горизонта. Угленосные отложения свиты вскрыты скважинами, глубина залегания продуктивных пластов достигает 200 м. В связи со значительными глубинами залегания продуктивных пластов проявления промышленного интереса не представляют.

Титан

Выявленные повышенные скопления минералов титана территории листа связаны с современными аллювиальными отложениями. В шлиховых пробах, показанных на карте, содержания титана промышленного интереса не представляют. На территории Западной Сибири на обнаружение палеороссыпей минералов титана и циркония благоприятны существенно песчаные отложения тибейсалинской свиты палеоцена – в границах листов R-42 и Q-43 скважинами вскрыты проявления погребенных палеороссыпей. На территории листа поисковые работы на титан-циркониевые россыпи не проводились.

Фосфорит

В отложениях верхнего мела Усть-Енисейского района танамской, салпадинской и насоновской свит выявлены фосфатсодержащие горизонты. В отложениях танамской и салпадинской свит горизонты приурочены к подошве свиты, в насоновской свите – к основанию каждой из пяти пачек свиты. На единственном выявленном на территории листа проявлении фосфорита (Ш-3-2) качество сырья удовлетворяет промышленным требованиям.

Минеральные промышленные йодные воды

Территория листа находится в границах Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна, большая его часть охватывает север Тазовско-Пурского мерзлотного гидрогеологического бассейна, восточная часть (правобережье Енисея) находится в границах Хатангского артезианского бассейна. В Западно-Сибирском сложном артезианском бассейне промышленные йодные воды приурочены к нижнему гидрогеологическому этажу, включающему апт-сеноманский, берриас-нижнеаптский и юрский водоносные комплексы.

В юрском водоносном комплексе на территории листа проявления промышленных йодных вод выявлены в песчано-алевритовых разностях вымской и малышевской свит средней юры. Содержание йода небольшое (в среднем 6 мг/дм³).

В берриас-нижнеаптском водоносном комплексе проявления промышленных йодных вод установлены в песчано-алевролитовых разностях свит ранне-мелового возраста нижней части комплекса: нижнехетской, шуратовской и суходудинской. Среднее содержание йода в водах комплекса находится в пределах от 1 до 20 мг/дм³.

В апт-сеноманском водоносном комплексе проявления выявлены в существенно песчаных отложениях покурской свиты ранне-поздне-мелового возраста. Средние содержания йода в водах комплекса находятся в пределах от 1 до 20 мг/дм³.

Как показывают последние исследования, большая часть йода, растворенного в подземных водах, обязана своим происхождением деструктивному разрушению сложных йодсодержащих органических соединений рассеянного органического вещества на стадии диагенеза морских фаций. Относительное содержание йода в воде зависит от структурно-геологических, гидрогеологических и физико-химических условий. Отмечается близость геохимических и термобарических условий формирования углеводородов и йода в результате разрушения рассеянного в породах органического вещества. Таким образом, высокие концентрации йода в подземных водах, как правило, приурочены к месторождениям углеводородного сырья, что позволяет классифицировать промышленные йодные воды как попутные воды этих месторождений. На настоящий момент минеральные промышленные йодные воды используются в качестве технических вод для поддержания пластового давления на нефтяных месторождениях.

В Западно-Сибирской СЛ на территории листа минерагенические таксоны минеральных промышленных йодных вод не выделены.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа базируются на материалах, полученных в результате разного рода геологических и гидрогеологических исследований, приведенных в монографиях «Гидрогеология СССР», т. XVI; Госгеолкарта СССР (новая серия), лист R-(43)-45 – Гыдан–Дудинка, в работах Д. А. Новикова, В. А. Скоробогатова, А. А. Коха [Д. А. Новиков, 2005, 102, 141] и других исследователей, а также на обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах и др. В целом гидрогеологическая изученность территории листа неравномерная.

Территория листа находится в границах Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна, большая его часть охватывает север Тазовско-Пурского мерзлотного гидрогеологического бассейна, восточная часть (правобережье Енисея) находится в границах Хатангского артезианского бассейна.

Имеющиеся данные позволяют выделить на территории листа два гидрогеологических этажа: верхний, в составе которого картируются водоносный четвертичный и водоупорный турон-танетский комплексы и нижний, объединяющий апт-сеноманский, берриас-нижнеаптский и юрско-нижнемеловой комплексы.

ВЕРХНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАЖ

В геологическом строении этажа принимают участие песчано-глинистые отложения аллювиального, аллювиально-морского, морского и прибрежно-морского генезиса.

Четвертичный водоносный комплекс (пQ)

Ведущим фактором, определяющим гидрогеологические условия комплекса, является наличие мощной толщи многолетнемерзлых пород (ММП) – территория относится к области практически сплошного распространения ММП. Толщина ММП изменяется от 45–80 м на лайдах Обской губы до 420–450 м на междуречьях Гыданского полуострова. Промороженные породы образуют плиоцен-четвертичный полигенетический криогенный водоупорный горизонт.

Территориальная сплошность ММП нарушается сквозными таликами, приуроченными к акваториям губ, крупным озерам и приустьевым частям

крупных рек, а также несквозными подрусловыми и подозерными таликами. В зонах развития таликов выделен верхнеплейстоцен-голоценовый аллювиальный и аллювиально-морской относительно водоупорный горизонт.

Мощность комплекса – до 350 м.

Четвертичный полигенетический криогенный водоупорный горизонт (пQ) охватывает сложнопостроенную полифациальную толщу мощностью более 300 м – в состав толщи входят супеси, суглинки, пески, алевроиты, глины. Отличительной чертой данного горизонта является почти повсеместное распространение мощной толщи ММП. В промороженной толще пород горизонта выделяют сезонно-талые надмерзлотные, межмерзлотные и внутримерзлотные воды, условия формирования, водообильность и динамика которых полностью определяются геокриологическими условиями.

Непосредственно над кровлей мерзлой толщи залегает надмерзлотный сезонно-талый слой (СТС). Слой залегает неглубоко от дневной поверхности: от 0,1 до 1,0 м, мощность его зависит от литологического состава пород, их естественной влажности и геоморфологической позиции и изменяется от 0,1 до 1 м и более: минимальные значения приурочены к торфяным массивам, наибольшие – к зонам развития песчаных и супесчаных пород четвертой террасы. Основным источником питания вод СТС являются атмосферные осадки и талые снеговые воды. Значительное количество атмосферных осадков, малая испаряемость, постепенное протаивание являются основной причиной существования надмерзлотных вод в летний период. Воды надмерзлотного слоя безнапорные. Их химический состав в основном определяется содержанием растворимых примесей в породе, часто содержащей, например, значительное количество органического вещества, способствующего возникновению в воде неприятного запаха и кислой реакции. Важной особенностью является и повсеместное наличие в них хлор-иона со средним содержанием 20–40 %. Состав рассматриваемых вод гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый или натриево-магниевый. Величина сухого остатка редко превышает 0,05–0,2 г/дм³. Малая водообильность, незначительные запасы и зараженность органикой делают воды СТС непригодными для водоснабжения.

Формирование межмерзлотных и внутримерзлотных вод связано с промерзанием осадков, накопившихся в четвертичное время в морских условиях и промерзших при выходе из-под уровня регрессировавших морских бассейнов. В мерзлой четвертичной толще развиты горизонты и отдельные линзы захороненных морских вод с отрицательной температурой (криопэги) на различных глубинах. Так, на листе R-43 в районе пос. Мыс Каменный на глубине 132 м вскрыты межмерзлотные напорные соленые воды с отрицательной температурой. Мощность отдельных водоносных горизонтов и линз составляет 5–15 м, достигая на локальных участках 40 м и более. Водоносными являются пески различного генезиса и гранулометрического состава. Подземные воды межмерзлотных и внутримерзлотных зон, как правило, напорные. Дебит в скв. 1 Каменномысской площади составил 0,16 л/с. Химический состав, минерализация и свойства межмерзлотных и внутримерзлотных вод зависят от состава вмещающих отложений, химического состава исходных вод, а также от степени криогенной метаморфизации. Наибольшая минерализация отмечается в таликовых зонах, ранее насыщенных морской водой.

Верхнеплейстоцен-голоценовый аллювиальный и аллювиально-морской относительно водоупорный горизонт (a,amQ_{III-IV}) выделен в областях развития сквозных и несквозных таликов. Воды сквозных таликов развиты под акваториями Тазовской, Гыданской губ, Енисейского залива, приустьевых частей рек Мессояха и Танама, а также под крупными озерами Ямбута и Периптавето. Вмещающими отложениями являются пески позднеплейстоцен-голоценового возраста преимущественно морского, прибрежно-морского, а также аллювиального и озерного генезиса. Подземные воды по условиям распространения и залегания в геологическом разрезе в основном безнапорные. Их питание происходит за счет инфильтрации поверхностных вод и, в меньшей степени, за счет подтока межмерзлотных вод. В целом эти воды находятся в зоне свободного и слабозатрудненного водообмена. Они характеризуются большим разнообразием как по химическому составу, так и по минерализации: воды подозерных таликов в большинстве случаев гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные, минерализация 0,03–0,4 г/дм³; химический состав вод подрусовых таликов хлоридный натриевый, гидрокарбонатный магниевый с минерализацией менее 1 г/дм³.

В областях развития несквозных таликов горизонт выделен в пределах пойменных и первых аллювиально-морских и аллювиальных террас, ваттов и лайд. Водовмещающие породы представлены песками и супесями. Площади развития горизонта отличаются наибольшей прерывистостью ММП, обусловленной подрусовыми и подозерными таликами. Мощность подрусовых таликов может достигать 20–30 м и более. Воды подрусовых несквозных таликов в основном безнапорные. Их питание осуществляется путем инфильтрации поверхностных вод и атмосферных осадков, разгрузка – в пониженные участки рельефа. По химическому составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,3–0,4 г/д³. Несквозные подозерные талики формируются под озерами, глубина которых превышает 1,5 м. В зависимости от размеров, возраста и генезиса озер мощность подозерных таликов может достигать 50–70 м. По химическому составу воды в большинстве случаев гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные различного катионного состава с минерализацией от 0,003 до 0,4 г/дм³.

Границы сквозных таликов показаны на полотне схемы в границах распространения верхнеплейстоцен-голоценового относительно водоупорного горизонта.

Региональный турон-танетский водоупорный комплекс (K_{2t}-P_{2t})

Существенно глинистые породы турона–приабона представляют собой региональный водоупор, разделяющий верхний и нижний этажи. Водоупор включает в себя глинисто-кремнистые отложения кузнецовской, дорожковской, березовской, часельской, наоновской, салпадинской, ганькинской свит верхнего мела, тибейсалинской и серовской свит палеогена. Мощность комплекса – до 2360 м. В составе комплекса выделяется маастрихтский относительно водоупорный горизонт.

Маастрихтский относительно водоносный горизонт (K_{2m}) включает в себя водонасыщенные песчаные разности танамской свиты, которая в гидрогеологическом отношении не изучена. Мощность горизонта достигает 700 м.

На большей части территории листа водонасыщенные породы относительно водоупорного горизонта заморожены и представляют собой криогенный водоупор.

НИЖНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАЖ

Все водоносные комплексы нижнего гидрогеологического этажа значительно отличаются составом подземных вод и водорастворенных газов (ВРГ), геохимическими и генетическими типами вод, термобарическими условиями [Новиков Д.А., 2005]. В нефтегазоносных отложениях развиты солончатые, соленые воды и слабые рассолы со значениями минерализации до 66,6 г/дм³. Состав подземных вод довольно разнообразен, однако доминируют воды хлоридного натриевого, хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого составов. Наиболее соленые воды приурочены к апт-сеноманским отложениям. Все воды содержат газы метанового состава с содержанием более 60 %, лишь в пределах неокомского комплекса выявлено несколько точек с более низкой концентрацией. Газонасыщенность подземных вод закономерно растет с глубиной от 0,2–2,3 л/л в апт-альб-сеноманском комплексе до 3,6 л/л в юрском.

Территория листа расположена в пределах области с широким распространением аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Они выявлены практически по всему разрезу, начиная с низов апт-сеноманского комплекса. Пластовые давления отдельных горизонтов в пределах неокомского и юрских водоносных комплексов имеют значения, близкие к нормальным и повышенным, но это связано с наличием в них крупных газовых и газоконденсатных залежей. В данном случае повышенные и аномально высокие давления следует трактовать как признак высокой степени закрытости недр, характерной для геогидродинамической системы элизионного геостатического (литостатического) типа, напор в которой создается при выжимании вод из уплотняющихся осадков и пород в коллекторы и частично при уплотнении самих коллекторов с выжиманием вод из одних их частей в другие.

В пределах рассматриваемого региона гидрогеологические подразделения нижнего этажа опробованы на Пеляткинской, Дерябинской, Ушаковской, Южно-Мессояхской и других площадях [125].

Апт-сеноманский водоносный комплекс (K_{1a}-K_{2s})

Комплекс включает существенно песчаные отложения танопчинской, яковлевской, марресалинской, покурской и долганской свит. Он содержит высоконапорные неизливающиеся воды.

Доминируют хлоридные натриевые воды с минерализацией 2–15 г/дм³, хлоркальциевого типа, и, в меньшей степени, гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые типы вод (соответственно 20 и 10 % встречаемости). Установлено, что в восточном направлении значения минерализации вод снижаются. В пределах листа наиболее минерализованные воды установлены на Пеляткинской площади (12,8 г/дм³). Воды комплекса бессульфатные, содержание SO₄ не превышают 43,6 г/дм³, среднее – 15,2 г/дм³.

В водах комплекса содержание брома 15–60 мг/дм³, йода – от 1–3 до 20 мг/дм³. Изменение содержания брома и йода в водах прямо пропорционально изменению минерализации.

Химический состав вод апт-сеноманского комплекса:



В границах комплекса выделяется локальный *альбский водоупорный горизонт* (K_{1d}), представленный глинистыми отложениями яронгской свиты. Водоупор разделяет водоносные горизонты песчаных отложений танопчинской и марресалинской свит; в объеме покурской свиты водоупору соответствуют глинизированные пачки отложений свиты. В пределах Хатангского артезианского бассейна выделяется относительный водоупор яковлевской свиты, представленный песчано-глинистыми отложениями.

Апт-сеноманский водоносный комплекс не имеет четко выраженного водоупорного разделения с нижележащим комплексом – водоупором является нейтинская глинистая пачка нижнего апта в объеме танопчинской свиты и глинизированные пачки отложений покурской и яковлевской свит.

Температура вод комплекса составляет 24–59 °С. Мощность комплекса – до 1200 м.

Берриас-нижнеаптский водоносный комплекс (K_{1b-a})

Комплекс представлен разнофациальными отложениями морского и прибрежно-морского генезиса мощностью от 2 км на востоке до 2,9 км на западе территории. Наиболее характерной особенностью является общее опесчанивание разреза в восточном направлении – от преимущественно глинистого типа разреза Полуйско-Ямальского района (ахская, нижняя часть танопчинской свиты) до опесчаненных разрезов, где прослежены шуратовская, байкальская, малохетская, нижнехетская и суходудинская свиты. В нижней части комплекс представлен берриас-готеривским относительно водоупорным горизонтом, верхнюю часть комплекса слагают отложения готерив-аптского водоносного горизонта.

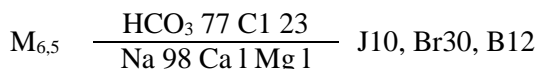
Берриас-готеривский относительно водоупорный горизонт (K_{1b-g}) представлен чередованием глин и песчано-алевролитовых пород клиноформного строения (ахская, сортымская, шуратовская, нижнехетская свиты).

Отложения *готерив-аптского водоносного горизонта* (K_{1g-a}) представлены чередованием песчаников и алевролитов танопчинской (нижняя часть), тангаловской, байкаловской, суходудинской и малохетской свит.

Комплекс содержит высоконапорные, но непереливающиеся воды, статические уровни которых устанавливаются на глубинах от 9–12 и 30–50 до 80–120 м от поверхности земли. Величина притока в глубоких нефтепоисковых и разведочных скважинах, как правило, составляет здесь единицы и первые десятки кубических метров в сутки и в отдельных случаях достигает 420 м³/сут при динамических уровнях от сотен до полусотен тысяч метров.

Развиты воды преимущественно гидрокарбонатного или хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава гидрокарбонатно-натриевого и, реже, хлоркальциевого типов с минерализацией 2–9 г/дм³, концентрации гидрокарбонатов достигают значений 1200–3600 мг/дм³; содержание сульфатов не превышает 50–150 мг/дм³. Коэффициент $r(\text{Na}/\text{Cl}) = 1,03\text{--}2,6$. Содержание микрокомпонентов (мг/дм³): йод 1–20; бром 20–40; бор 10–14; аммоний 30–45.

Химический состав вод комплекса:



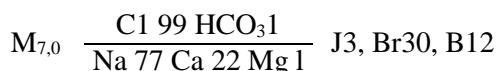
Газонасыщенность вод метановыми газами с содержанием тяжелых углеводородов до 10 %, по имеющимся замерам, составляет от 0,1–1,5 до 3,5–4,9 г/дм³.

Температура вод комплекса составляет 52–92 °С. Мощность комплекса – до 2900 м.

Юрско-нижнемеловой водоносный комплекс (J-K₁)

Комплекс имеет сложное строение как по фациальным условиям формирования слагающих его осадков, так и по соотношению водовмещающих и водоупорных образований. Верхняя часть комплекса представлена батско-берриасским водоупорным горизонтом (J₂bt-K₁b). Водоупор слагают морские трансгрессивные глинистые осадки баженовской, абалакской, гольчихинской, яновстановской и точинской свит. В Тазо-Хетском районе в границах водоупора выделяется относительно водоупорный горизонт сиговской свиты. Нижняя часть комплекса представлена чередованием существенно песчаных водоносных горизонтов и существенно глинистых относительно водоупоров прибрежно-морских песчано-глинистых отложений ранне-среднеюрского возраста (J₁₋₂). По имеющимся данным, воды преимущественно хлоридного натриевого состава гидрокарбонатно-натриевого и хлоркальциевого типов с концентрацией гидрокарбонатов до 2000–3000, иногда до 4000–6000 мг/дм³ и невысокими концентрациями кальция (до 80–140 мг/дм³); минерализация изменяется от 1–3 до 14–15 г/дм³. Содержание (мг/дм³): сульфаты в небольшом количестве (5–36), бром до 20–40, йод от 0,8 до 6, иногда выше. Коэффициент $r(\text{Na}/\text{Cl}) = 0,93\text{--}2,7$.

Химический состав вод комплекса:



Состав растворенных газов – метановый с повышенным содержанием гомологов метана вблизи углеводородных скоплений. Нижним водоупором являются породы палеозойско-мезозойского комплекса.

Температура вод комплекса составляет 87–103 °С. Мощность комплекса – до 4500 м.

Палеозой-мезозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости (PZ-MZ)

Особенностью зоны является приуроченность подземных вод к областям развития кор выветривания и зонам трещиноватости в кровле палеозойского фундамента. Глубина залегания кровли водоносной зоны – от 2500 до 6900 м. Породы представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, сланцами, известняками, базальтами, андезитами и их туфами. Гидрогеологические условия не изучены. Практического значения не имеет.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Исследуемая территория расположена в пределах тундровой зоны арктических и субарктических ландшафтов и представляет собой относительно плоскую аккумулятивную равнину, сформированную в период плейстоценовой трансгрессии моря. Равнина повышается от побережья к центральной части широкими ступенями террас, абс. отм. колеблются от первых метров на побережьях Тазовской, Гыданской и Юрацкой губ и до 100–150 м в областях развития камового рельефа. Поверхность характеризуется повсеместным распространением многолетнемерзлых пород и связанных с ними ассоциаций криогенных процессов, изрезана речными долинами, озерно-болотными котловинами и овражной сетью.

Гидросеть района привязана к водосборным бассейнам Тазовской, Гыданской, Юрацкой губ, реки равнинного типа с низкой скоростью течения и сильно меандрирующими руслами. Основной речной артерией является р. Енисей. Территория интенсивно заозерена. Озера и болота приурочены к руслам рек и низким морским террасам. В поймах рек часто встречаются старичные озера. Крупные озера Гыданской гряды (Ямбуто, Нгэтато, Хыденто, Хучето, Периптавето, Нгэтато, Енисейское) имеют термокарстовое происхождение.

Морфоструктурные области составляют фоновую основу эколого-геологической схемы. Развитие процессов совмещения *денудации и аккумуляции* вещества приурочено к аккумулятивно-денудационной и прибрежно-морской равнинам.

Аккумулятивно-денудационная равнина, выделенная в центральной части листа, сформирована на ледниковых и флювиальных отложениях, представленных преимущественно песками с прослоями алевритов. Подчиненную роль в строении возвышенности играет глинистый диамиктон с валунами и галькой. Характеризуется интенсивно эродированным холмисто-грядовым рельефом с абс. отм. высот 25–100 м. Гряды приурочены к наиболее возвышенным участкам равнины. Почвы торфянисто-глеевые промороженные. Растительность ивняковых моховых тундр.

Прибрежно-морская денудационно-аккумулятивная террасированная равнина, выделенная в прибрежных частях акваторий губ, сформирована на песчаных и алевритовых морских отложениях эродированных пологонаклонных морских террас с абс. отм. высот 25–50 м. Почвы

тундрово-болотные, песчано-глиевые, торфяно-глиевые промороженные. Растительность – травы, мхи.

Области преобладания процессов *аккумуляции* вещества выделены в пределах распространения аллювиальной, дельтово-эстуарной, ледниковой равнин на суше, а также на прибрежных склонах и на морских равнинах акваторий. Области аккумуляции суши характеризуются абс. отм. рельефа до 50 м, сильной заболоченностью и заозеренностью, многочисленными буграми пучения, полигональным рельефом, солифлюкционными террасами, термокарстом.

Аккумулятивная террасированная аллювиальная равнина представлена поверхностями первой и второй аллювиальных надпойменных террас с абс. отм. до 25 м, сложенных переслаиванием суглинков, супесей, алевроитов, песков с незначительной примесью галечников. Почвы торфянисто-глиевые. Растительность представлена мхами, лишайниками, реже кустарниками.

Прибрежно-морская абразионно-аккумулятивная равнина представлена поверхностью лайд, пляжей, дельт, эстуариев и островов с абс. отм. до 10 м. Сложена преимущественно морскими песками, в меньшей степени песчано-галечными и гравийно-галечными отложениями. Основной рельефообразующий фактор – абразионная деятельность моря. Почвы тундровые (мерзлотные). Растительность – мхи, кустарник.

Ледниковая равнина представляет собой аккумулятивную равнину, распространенную на поверхности гляциофлювиальных и озерно-ледниковых отложений. Сложена валунными суглинками, песками, флювиогляциальными песками и песчано-гравийно-галечными отложениями. Поверхность равнины пологоволнистая, бугристо-западинная с абс. отм. высот до 25 м. Почвы тундровые (мерзлотные). Растительность – травы, мхи, тундровые кустарники.

В пределах акватории в область преобладания процессов аккумуляции выделены прибрежные склоны и морские равнины.

Прибрежные склоны представлены абразионно-аккумулятивными прибрежными пологими склонами на глубинах до 10 м, сложенные морскими и аллювиально-морскими отложениями алевроитопесчаного состава. Области характеризуются нестабильной, преимущественно слабой гидродинамикой, что обеспечивает преобладание процессов аккумуляции вещества над транспортировкой.

К морским равнинам отнесены морские и аллювиально-морские равнины дна мелководных заливов и бухт; осадки – песчано-алевритовые и пелито-алевритовые, формирующиеся в условиях гидродинамики с преобладанием процессов аккумуляции.

Области преобладания процессов *транспортировки* вещества на сухопутной части территории листа приурочены к пойменным террасам и руслам рек, сложенных песками, супесями, суглинками, с редкими включениями гравия, гальки и валунов. Характеризуются развитием слабоподзолистых торфяно-глиевых и дерново-глиевых почв. Растительность – травы, мхи, кустарники.

Важнейшими природными факторами, оказывающими влияние на эколого-геологическую обстановку территории, является деятельность моря и рек, повсеместное развитие многолетнемерзлых пород, а также разнообразные экзогенные процессы.

С деятельностью рек и моря связаны эрозионные и абразионные процессы, которые приводят к подмыванию и разрушению берегов с образованием эрозионных и абразионных уступов. Эрозионными процессами охвачена вся территория листа: современные реки, протекающие в широких долинах, интенсивно меандрируют, что способствует преобладанию боковой эрозии. На мелких реках в условиях трудно размываемой многолетнемерзлой толщи преобладает донная эрозия, а поперечный профиль близок к V-образному. Современная деятельность абразии фиксируется в южной части Енисейского залива – здесь абразионные уступы (скорость образования которых до 6 м/год) распространены повсеместно в широтной части губы на десятки километров. Высота абразионных уступов у мыса Шайтанский достигает 60 м. Нарушение экологической обстановки происходит в связи с ростом зон активной аккумуляции отложений, переносимых водотоками в области акваторий губ: происходит обмеление морского дна с разрушением существующей экосистемы, заражение вод акваторий переносимыми осадками. Помимо этого, увеличение мощности осадков дна может привести к необходимости вмешательства человека – работах по углублению дна фарватера.

Ведущим фактором, определяющим экологическую обстановку территории, является наличие мощной толщи многолетнемерзлых пород (ММП): территория относится к области практически сплошного распространения ММП. Толщина ММП изменяется от 45–80 м на лайдах губ до 420–450 м на междуручьях Гыданского полуострова. Территориальная сплошность ММП нарушается сквозными таликами, приуроченными к акваториям губ, крупным озерам и приустьевым частям крупных рек, а также несквозными подрусловыми и подозерными таликами.

С развитием мерзлоты связаны наиболее распространенные для данной территории экзогенные процессы, оказывающие влияние на эколого-геологическую обстановку: морозобойное растрескивание, морозное пучение, термокарст, термоабразия, склоновые процессы. Морозобойное растрескивание происходит в результате резких колебаний температуры на поверхности земли, приводящих к разрыву мерзлых пород и образованию полигональных грунтов. Полигональные грунты встречаются в днищах речных долин и на междуручьях, образуясь преимущественно в песках или торфе при температуре пород ниже -3°C . Морозное пучение пород обусловлено увеличением объема замерзающей влаги и накоплением льда при промерзании. Этот процесс широко распространен преимущественно в суглинках, глинах и торфе. В результате промерзания торфяников в заболоченных низинах при промерзании верхних горизонтов горных пород образуются многолетние бугры пучения – гидролакколиты, содержащие ледяное ядро, достигающие высоты 30–60 м при поперечнике 100–250 м. Термокарст представляет собой образование просадочных и провальных форм рельефа вследствие вытаивания подземных льдов. Причиной его возникновения является такое изменение теплообмена на поверхности почвы, при котором глубина сезонного протаивания

превышает глубину залегания подземного льда и начинается многолетнее оттаивание льдистой мерзлой толщи. На плане схемы вынесены наиболее характерные для данной территории формы рельефа – термокарстовые западины. Термокарст вызывает нарушение экологического равновесия, так как большая часть этих процессов ведет к разрушению природных ландшафтов и заболачиванию территории. На плане схемы вынесены термоэрозионные уступы – формы рельефа, появившиеся в результате процесса разрушения берегов, сложенных мерзлыми породами, под воздействием механической энергии волн и тепла воды. Склоновый мерзлотный процесс – солифлюкция, выражается в вязком течении пород сезонного слоя на пологонаклонных поверхностях, в результате которой возникают мелконатечные формы в виде небольших террас, языков и полос. На территории участка процессам солифлюкции подвержены области, сложенные суглинистыми и супесчаными отложениями.

Многолетнемерзлые породы, распространенные на всей исследуемой территории, неустойчивы по отношению к техногенным воздействиям. Инженерная деятельность человека приводит к разрушению почвенно-растительного покрова, что влечет за собой резкое увеличение глубины сезонного протаивания (иногда в 2–4 раза), активизацию термокарста, термоэрозии и других криогенных процессов. При эксплуатации газовых скважин газ из глубоких горизонтов идет вместе с водой, растворимыми солями, конденсатом, грунтовыми частицами, прогревает окружающий ствол скважины массив пород, вызывая протаивание мерзлоты в радиусе нескольких метров, формируя вокруг скважин зоны оттаивания. Иногда при вытаивании больших массивов льда и просадках грунтов возникают аварийные ситуации, но в любом случае эксплуатация скважин приводит к возникновению вокруг них таликовых зон, в результате чего при осадке протаивающих грунтов требуется цементация затрубных пространств. При сооружении добывающих кустов скважин устраиваются техногенные песчаные подсыпки, к ним прокладываются дороги, строительство и эксплуатация которых нарушают сложившуюся естественную природную поверхность криолитозоны – увеличивается возможность пучения и просадок грунтов, сползания оттаивающих грунтов на склонах и др. При вытаивании крупных залежей подземных льдов происходит катастрофическая активизация склоновых процессов, что также осложняет строительство. Усиление криогенных процессов создает кризисную ситуацию функционирования гидрогеологического режима почвенного покрова, в результате чего происходит утрата природными экосистемами способности к самоочищению.

Как наиболее значимые для данной территории на плане схемы вынесены также дефляционные котловины, развитые на поверхностях, сложенных песчаными, алеврито-песчаными осадками, а также места заовраживания территории.

Значительные изменения экосистемы района связаны с промышленным освоением территории – происходит ускоренная деградация ландшафтов: значительные площади подвергаются процессам заболачивания, термоэрозии, карста, просадкам, покрываются отвалами, исчезает растительность. Одним

из основных дестабилизирующих факторов окружающей среды и состояния экологической обстановки территории является развитие нефтегазового комплекса. В пределах исследуемой территории разведано 19 месторождений углеводородного сырья, среди них в эксплуатации находится четыре месторождения, восемь – в разведке, семь – в резерве. Для повышения эффективности нефте- и газодобычи применяют различные химические реагенты, полученные на основе углеводородов нефти и газа (углеводородные растворители, поверхностно-активные вещества, полимерные реагенты), а также отходы нефтеперерабатывающих и нефтехимических производств. На всех площадях месторождений отмечается загрязнение нефтепродуктами, буровыми растворами и химическими реагентами. Опасность для природной среды представляют собой применяемые для обработки буровых растворов нефтепродукты, синтетические жирные кислоты и спирты, серо- и фосфорорганические соединения. Особого внимания с точки зрения охраны окружающей среды заслуживают поверхностно-активные вещества (моющие вещества, смазывающие средства, эмульгаторы и деэмульгаторы), при производстве и применении которых возможно значительное загрязнение водных ресурсов. Обычно загрязняющие вещества концентрируются в понижениях рельефа, сорбируются болотными отложениями и попадают в речную сеть по естественным стокам.

Нефтегазодобывающая промышленность потребляет большое количество воды в технологических и во вспомогательных процессах. Для поддержания пластового давления в пласт закачивается более 1 млрд м³ воды, в том числе 700–750 млн м³ пресной. С помощью заводнения сегодня добывается более 85 % всей нефти. При этом около 700 млн т пластовых вод откачивается из коллекторов вместе с нефтью. Сброс в водоем единицы объема такой воды делает 40–60 объемов чистой воды непригодными для употребления. При площадном заводнении требуется 10–15 м³ воды на 1 т добытой нефти (иногда 25–30 м³). При законтурном и внутриконтурном заводнении расход воды значительно меньше и составляет в среднем 1,5–2 м³ на 1 т нефти. Пресные воды открытых водоемов предпочтительны для заводнения нефтяных пластов как легкодоступные и не требующие сложной специальной подготовки закачки их в нефтяные залежи. Технология добычи углеводородного сырья предусматривает процесс захоронения в недрах сточных вод, что приводит к загрязнению техногенными продуктами основных водоносных горизонтов.

При аварийных выбросах пластовые флюиды проникают в водоносные горизонты, загрязняя источники питьевой воды. В атмосферу выбрасывается большое количество вредных веществ (метан, тяжелые углеводороды, оксиды серы), которые конденсируются и выпадают на земную поверхность. За сутки аварийные скважины способны выбросить несколько миллионов кубометров газа и сотни тонн воды или нефти. Во многих случаях аварийное фонтанирование сопровождается самопроизвольно возникающими пожарами, что значительно усложняет борьбу с выбросами.

Нефтяное загрязнение разрушает структуру почвы, изменяет ее физико-химические свойства: резко снижается водопроницаемость, увеличивается соотношение между углеродом и азотом, что приводит к ухудшению азотно-

го режима, нарушению корневого питания растений. Так, под буровую установку отводится земельный участок площадью 2,1–3,5 га, а при загрязнении половины этой территории объем загрязненного грунта, подлежащего снятию и ликвидации, составляет 1,5–2,6 тыс. м³. Попадание вредных веществ в грунты приводит к их растеплению и началу экзогенных процессов с последующей их активизацией.

Поскольку территория отличается слабо развитой транспортной инфраструктурой, освоение месторождений требует интенсивного строительства, что ведет к различным степеням механического нарушения ландшафтов, и, как следствие, к возрастанию нагрузки на местные экосистемы.

Развитие нефтегазового комплекса повлекло за собой развитие селитебного комплекса. В пос. Гыда с населением 3,5 тыс. человек построен порт для местных перевозок, остальные населенные пункты это – вахтовые поселки нефтяников, поселки рыбаков и охотников.

В северной части Тазовского полуострова на полотно схемы отмечено место проведения невоенного подземного ядерного взрыва. Взрыв мощностью 16 кт был проведен в октябре 1982 г. в скв. РФ-1 на глубине 960 м при производстве сейсморазведочных работ методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на профиле Рифт-1.

На основании анализа способности ландшафтов к самоочищению и восстановлению, расположения техногенных объектов, преобразующих природную среду, степени интенсивности развития в их пределах экзогенных геологических процессов в рассматриваемом районе нами выделены три градации эколого-геологической обстановки: удовлетворительная, напряженная и критическая. Удовлетворительная эколого-геологическая ситуация характерна для территории, где техногенная нагрузка отсутствует или сведена к минимуму. Напряженная эколого-геологическая ситуация определена для района, где техногенная нагрузка представлена редкими месторождениями, территории которых находятся в процессе обустройства. Критическая эколого-геологическая обстановка отмечена на тех территориях, где проводились ядерные взрывы, с большими по площади месторождениями с развитой инфраструктурой в вахтовых поселках, с большим количеством пробуренных разведочных и эксплуатационных скважин, магистральными газопроводами, строящимся крупным морским портом, аэропортом, и где под воздействием механической нагрузки и сильного химического загрязнения, а также развития различных экзогенных процессов отсутствует почвенно-растительный покров.

Фактор антропогенного воздействия на природные ландшафты территории в скором времени, несомненно, возрастет в связи с разработкой разведанных месторождений углеводородов. По мере хозяйственного освоения все меньше остается нетронутых участков. Следствие того, что большая часть территории подвержена сильным преобразованиям ландшафтов, является уменьшение биоразнообразия. Выпадение менее устойчивых видов из фитоценозов (лишайники, зеленые и сфагновые мхи, разнотравье), деградация почв, сокращение рыбных запасов, охотничьих ресурсов. В свою очередь это приводит к росту материальных затрат на восстановление природных ресурсов. Падение природного ресурсного потенциала ставит под угрозу тради-

ционный уклад жизни и само существование коренных народностей Севера, отличающихся высокой зависимостью от биогеоценозов мест своего проживания.

Минимизировать техногенное вмешательство в экосистемы в процессе освоения месторождений возможно только при грамотном подходе к начальным этапам освоения пространства, просчете всевозможных рисков, постоянном экологическом мониторинге, учете требований экологической безопасности и проведении природоохранных мероприятий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа R-44 – Гыданский полуостров подготовлена как третье издание по рассматриваемой территории. Лист подготовлен в результате обобщения геологических материалов, полученных за последние 17 лет, прошедшие после второго издания Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 на листы R-43–(45) (Гыдан–Дудинка). При подготовке геологической карты четвертичных образований использованы материалы полевых работ, проведенных сотрудниками ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Созданный комплект карт увязан по контурам и смысловому содержанию картографируемых подразделений, элементам структурно-формационного районирования и минерагеническим таксонам с ранее подготовленным к изданию пограничным листом Госгеолкарты-1000/3 R-45– Норильск. С подготовленным к изданию комплектом Госгеолкарты-1000/3 S-44,45 – Диксон, Усть-Тарей увязка неполная: не увязаны геологические границы карты дочетвертичных образований и границы минерагенических таксонов. При составлении карты дочетвертичных образований листа S-44,45 не учтены материалы структурной карты по отражающему горизонту Г, где показана граница распространения указанного горизонта, на данной территории совпадающая с кровлей долганской свиты. Выделенная на листе S-44,45 Усть-Енисейская буроугольно-нефтегазоносная минерагеническая область ни по названию, ни в границах не совпадает с принятыми на карте нефтегазогеологического районирования Российской Федерации (ред. К. А. Клещев, А. И. Варламов, 2010 г.) минерагеническими таксонами.

Комплект листа включает геологические карты дочетвертичных и четвертичных образований, карты полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ, литологическую карту поверхности дна акватории. Карты сопровождаются схемами масштаба 1 : 2 500 000: тектонической, геоморфологической, гидрогеологической и эколого-геологической.

На Геологической карте дочетвертичных образований по геофизическим материалам уточнены площади распространения картографируемых подразделений, полотно карты дополнено разрывными нарушениями. Актуализировано зарамочное оформление карты. Впервые для территории, полностью охватывающей отложения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты, составлен зональный вариант легенды картографируемых подразделений в соответствии с Легендой Западно-Сибирской серии (2010 г.). Состав-

лены карты по опорным отражающим сейсмическим горизонтам, которые дали возможность уточнить характер залегания структурно-формационных комплексов осадочного чехла, контуры структур разного порядка и составить схему тектонического районирования. По сейсмическим данным и опубликованным материалам уточнена схема тектонического районирования платформенного чехла. Карта доюрских образований составлена на основе материалов подготавливаемой на настоящий момент в ФГБУ «ВСЕГЕИ» Геологической карты фундамента Западно-Сибирской плиты и структур ее обрамления и геофизических данных – результатов интерпретации материалов ГФО, композитного регионального профиля «Байдарацкая губа–Енисейский залив» (СибНАЦ, 2017). Карта и сопровождающая ее тектоническая схема масштаба 1 : 5 000 000 отражает гетерогенное строение складчатого основания региона. Карта дополнена схемами районирования триасовых и палеозойских образований.

Составлена обновленная карта четвертичных образований, которая принципиально отличается от ГК-1000 новой серии (2000 г.). На карте новой серии представления о геологическом строении неоплейстоцена и голоцена были основаны на постулате о существовании непрерывной лестницы из пяти морских террас и полном отсутствии ледниковых образований в арктической части Западной Сибири. Опираясь на данное предположение и ввиду отсутствия нового фактического материала, авторы карты 2000 г. определяли границы картируемых подразделений руководствуясь в основном гипсометрией.

Современная карта создана благодаря масштабным полевым работам, проведенным сотрудниками ФГБУ «ВСЕГЕИ» в полевые сезоны 2016–2017 гг. и аналитическим исследованиям последних лет. В эти годы проведено детальное изучение более сотни разрезов видимой части четвертичных образований на п-овах Ямал, Гыдан, Тазовский и на сопредельных территориях. Получено более 200 новых геохронометрических определений методом оптически стимулированной люминесценции и радиоуглеродным методом, проанализированы сотни образцов, содержащих микро- и макрофаунистические остатки. Обнаружены новые виды морских моллюсков и ранее не встреченный на севере Западной Сибири тихоокеанский краб-стригун в морских породах среднего неоплейстоцена.

Подробно охарактеризованы и закартированы ледниковые и водно-ледниковые образования среднего и верхнего неоплейстоцена. Установлено, что выраженные в рельефе две морские террасы сложены межледниковыми и позднеледниковыми отложениями верхнего звена неоплейстоцена. Основные морены повсеместно содержат гляциодинамические текстуры как внутри толщи, так и на контакте с подстилающими отложениями, что позволяет их однозначно отличать от морских и прочих образований. На Гыданском полуострове в целом ряде разрезов вскрыты залежи погребенных пластовых льдов мощностью более 10 м, которые являются неотъемлемой частью верхне-неоплейстоценового ледникового комплекса.

Детально изучено внутреннее строение параллельных дугообразных гряд, которые широко распространены на территории листа и чья природа долгое время оставалась дискуссионной. Установлено складчатое и чешуйчатое их

строение, характерное для горизонтального сжатия в компрессионной зоне покровного ледника и определяющее природу параллельно-грядового рельефа.

В основе представленной карты – новая легенда, которая преимущественно содержит вновь выделенные местные подразделения: стратогены, чьи стратотипы находятся на территории листа или прилегающей к нему территории. Каждое закартированное подразделение либо реально прослежено, либо экстраполировано с помощью данных предшественников и материалов дистанционного зондирования.

Обновлены данные по полезным ископаемым территории, которые показаны на картах полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, четвертичных образований, карте прогноза на нефть и газ. Данные по полезным ископаемым даны по состоянию на 1 января 2017 г. Границы таксонов нефтегазогеологического районирования, вынесенные на соответствующие карты, проведены в соответствии со схемой нефтегазогеологического районирования Западно-Сибирской серийной легенды, картой нефтегазогеологического районирования Российской Федерации (ред. К. А. Клещев, А. И. Варламов, 2010 г.) и уточнены по материалам схемы тектонического районирования чехла, составленной в рамках комплекта.

Карта прогноза на нефть и газ составлена с учетом имеющегося нового фактического материала по геологическому строению и нефтегазоносности территории и современных структурных карт по основным отражающим сейсмогоризонтам. На полотне карты выделены площади, перспективные на поиски углеводородов по основным продуктивным нефтегазоносным комплексам – апт-сеноманскому, нижнемеловому (неокомскому) и юрскому; дана прогнозная оценка перспективных площадей категории D_2 . В зарамочном оформлении карта сопровождается стратиграфическими колонками, составленными по основным элементам нефтегазогеологического районирования – нефтегазоносным областям, в которых на геологической основе выделены основные нефтегазоносные комплексы, резервуары в составе проницаемых комплексов и флюидоупоров, продуктивные пласты, залежи углеводородного сырья различного состава, а также месторождения углеводородного сырья, выявленные на территории. В разделе объяснительной записки «Закономерности размещения и прогноза полезных ископаемых» приведен подсчет прогнозных ресурсов категории D_2 по нефтегазоносным областям.

Впервые для территории составлена литологическая карта поверхности дна акватории. В результате изучения литологического состава и вещественно-генетических типов отложений, развитых на акваториях губ, было установлено, что самый распространенный тип – смешанные осадки – пелитопесчано-алевроитовые миктиты центральных областей акваторий: южной части Енисейского залива, низовьев р. Енисей, кутовой части Гыданской и Юрацкой губ, которые составляют около 80 % площади планшета. Среди вещественно-генетических типов наибольшее распространение имеют терригенные осадки, занимающие более 90 % площади дна акватории. Основными источниками обломочного материала, в первую очередь, являются твердый сток рек рек Енисей и Гыда, а также абразия и термоабразия речных берегов и речного дна.

По результатам работ внесены изменения в Легенду Западно-Сибирской серии листов ГК РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), касающиеся в основном уточнений границ структурно-фациальных и структурно-формационных районов различных возрастных срезов.

Для решения задач дальнейших геолого-геофизических исследований, направленных на выявление новых месторождений углеводородного сырья и оценку их промышленной значимости, должны быть поставлены работы, включающие:

- применение новейших технологий обработки данных сейсморазведки и методик комплексирования интерпретации материалов бурения и сейсморазведки для прямых поисков и картирования зон развития неантиклинальных и комбинированных ловушек;

- постановка буровых работ с целью выявления перспективных объектов в отложениях средней юры, с которыми в более южных районах связаны значительные залежи нефти и газа;

- постановка буровых работ с целью изучения геолого-структурных особенностей триасовых и палеозойских образований, в составе которых на смежных территориях известны нефтегазоперспективные объекты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Авдалович С. А., Биджиев Р. А. Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблема сартанского оледенения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1984. – № 1. – С. 89–100.
2. Андреев Ю. Ф., Белорусова Ж. М. Геологическое строение Тазовского полуострова: Геол. сборник ВНИГРИ. Вып. 6. – М., 1961. – С. 176–202.
3. Арсланов Х. А., Лавров А. С., Потапенко Л. М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири / Ред. С. А. Архипов // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. – Новосибирск: Ин-т геол. и геоф. СО АН СССР, 1983. – С. 27–35.
4. Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю. и др. Бедоба – опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396. – № 6. – С. 796–799.
5. Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 30. – М., 1960. – 172 с.
6. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 332 с.
7. Архипов С. А. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. – 95 с.
8. Архипов С. А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 12. – С. 1863–1884.
9. Архипов С. А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 6. – С. 792–799.
10. Архипов С. А., Андреева С. М., Земцов А. А. и др. Покровные материковые оледенения и рельеф // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. – М.: Наука, 1976. – С. 7–89.
11. Архипов С. А., Вотях М. Р., Гольберт А. В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. – Новосибирск: Наука, 1977. – 214 с.
12. Архипов С. А., Волков И. А., Волкова В. С. Палеогеография // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 7–12.
13. Архипов С. А., Гольберт А. В., Гудина В. И. К стратиграфии плейстоцена Большехетского района на Енисейском Севере // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. – 1980. – № 50. – С. 57–72.
14. Архипов С. А., Левчук Л. К., Шелкопяс В. Н. Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско-Ямальско-Тазовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 6. – С. 87–104.
15. Астахов В. И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // ДАН СССР. – 1976. – Т. 231. – № 5. – С. 1178–1181.

16. *Астахов В. И.* Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Мат-лы гляциологических исследований, хроника, обсуждения. – 1977. – № 30. – С. 60–69.
17. *Астахов В. И.* Реконструкция последнего покровного оледенения Западной Сибири по его краевым образованиям // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 12–32.
18. *Астахов В. И.* Новые данные о деятельности позднеледниковых карских ледников в Западной Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 34–41.
19. *Астахов В.И.* Морены на Северном Ямале // ДАН СССР. – 1981. – Т. 260. – № 1. – С. 149–152.
20. *Астахов В. И.* Позднеледниковая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1989. – 657. – С. 118–126.
21. *Астахов В. И.* Фотогеология северного плейстоцена: успехи и проблемы // Региональная геология и металлогения. – 2004. – № 21. – С. 27–44.
22. *Астахов В. И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 11. – С. 1207–1220.
23. *Астахов В. И.* Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: Проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2009. – № 69. – С. 8–24.
24. *Астахов В. И., Арсланов Х. А., Назаров Д. В.* Возраст мамонтовой фауны на Нижней Оби // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396. – № 2. – С. 253–257.
25. *Астахов В. И., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др.* Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Докл. РАН. – 2005. – Т. 401. – № 1. – С. 95–99.
26. *Астахов В. И., Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Комаров В. В.* О геолого-геоморфологических критериях периодизации ледниковой истории Енисейского Севера // Четвертичные оледенения Средней Сибири. – М.: Наука, 1986. – С. 18–28.
27. *Астахов В. И., Мангеруд Я.* О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403. – № 1. – С. 63–66.
28. *Астахов В. И., Мангеруд Я.* О геохронометрическом возрасте позднеледниковых террас на Нижнем Енисее // Докл. РАН. – 2007. – Т. 416. – № 4. – С. 509–513.
29. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 190–206.
30. *Астахов В. И., Назаров Д. В.* Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36–47.
31. *Астахов В. И., Файнер Ю. Б.* Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири // ДАН СССР. – 1975. – Т. 224. – № 5. – С. 1145–1148.
32. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины. Масштаб 1 : 5 000 000. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 24 л. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины / ред. И. И. Нестеров // Труды ЗапСибНИГНИ. – 1976. – Вып. 93. – 86 с.
33. *Белорусова Ж. М.* К вопросу о четвертичной истории Тазовского полуострова // Новые данные о геологии севера Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. – 1960. – Вып. 158. – С. 144–157.
34. *Белорусова Ж.М.* Было ли покровное оледенение на Тазовском полуострове? // Геология и геохимия: Сб. 3 (IX), 1960. – С. 95–101.
35. *Болиховский В. Ф.* Едомные отложения Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М.: Наука, 1987. – С. 128–135.
36. *Большаинов Д. Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб., 2006. – 296 с.
37. *Боровский В. В., Воронин А. С., Генералов П. П. и др.* Государственная геологическая карта РФ, масштаб 1 : 1 000 000, новая серия / отв. ред. П. П. Генералов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

38. *Бородкин В. Н., Курчиков А. Р.* Стратиграфо-корреляционная основа геологического моделирования нижнемеловых отложений Гыданской нефтегазоносной области севера Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2014. – № 3. – С. 12–19.

39. *Васильчук Ю. К.* Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеокриологических реконструкций). – М.: РИО Мособлунрполиграфиздата, 1992.

40. *Волков И. А.* Ледниково-подпрудные озерные бассейны // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 32–41.

41. *Волков И. А., Гросвальд М. Г., Троицкий С. Л.* О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Серия геогр. – 1978. – № 4. – С. 25–35.

42. *Воронов П. С.* К методике палео- и меллогеографического воссоздания морфометрии материков и покровных оледенений // Изв. ВГО. – 1964. – № 5. – С. 370–382.

43. *Гатауллин В. Н.* Верхнечетвертичные отложения западного побережья полуострова Ямал: Автореф. канд. дисс. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1988.

44. *Гатауллин В. Н.* Стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений западного побережья полуострова Ямал // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследований. – Рига: ВНИИморгео, 1986. – С. 12–20.

45. *Гатауллин В. Н.* Марресальская свита Западного Ямала – отложения дельты пра-Оби // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1991. – № 60. – С. 53–61.

46. *Гейнц А. Е., Гарутт В. Е.* Определение абсолютного возраста ископаемых остатков мамонта и шерстистого носорога из вечной мерзлоты Сибири при помощи радиоактивного углерода (C^{14}) // ДАН СССР. – 1964. – Т. 154. – № 6. – С. 1367–1370.

47. Геология антропогена севера Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1982. – Вып. 172. – 107 с.

48. Геология и полезные ископаемые России / гл. ред. В. П. Орлов, А. Э. Конторович, В. С. Сурков. Т. 2. Западная Сибирь. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – 477 с.

49. Геология нефти и газа Западной Сибири / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. – М.: Недра, 1975. – 680 с.

50. Геохронология СССР. Т. III. Новейший этап. – Л.: Недра, 1974. – 359 с.

51. Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина. – М.: Недра, 1970.

52. *Глаголев П. Л., Мазанов В. Ф., Михайлова М. П.* Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. – М.: ИГиРГИ, 1994. – 118 с.

53. *Головин С. В.* Классификация нефтегазоносных комплексов мезозоя Енисей-Хатангского прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2009. – № 4. – С. 1–21.

54. *Голубева Л. В.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 5–41. («Тр. ГИН АН СССР», вып. 31).

55. *Горбунов С. А., Огибенин В. В., Пятницкий Ю. И. и др.* Региональная система корреляции и индексации ачимовских резервуаров на севере Западной Сибири // Экспозиция Нефть Газ. – 2016. – № 6 (52). – С. 16–21.

Государственная геологическая карта СССР и РФ масштаба 1 : 1 000 000

56. Лист R-44, 45 (Дудинка). Объяснительная записка / Н. Н. Урванцев, С. Л. Троицкий и др. Ред. В. Н. Сакс. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 72 с.

57. Лист R-44, 45 (п-ов Ямал). Объяснительная записка / Ю. Н. Кулаков. Ред. В. Н. Соколов. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 55 с.

58. Лист R-43, 45 – Гыдан–Дудинка (новая серия). Объяснительная записка / В. С. Бочкарев, Ю. В. Брадучан и др. Отв. ред. П. П. Генералов – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 186 с.

59. Лист R-43, 45 – Гыдан–Дудинка (новая серия). Геологическая карта доплиоценовых образований / В. В. Боровский и др.; Карта плиоцен-четвертичных образований /

П. П. Генералов и др.; Карта полезных ископаемых / Н. Х. Кулахметов и др. Ред. П. П. Генералов, Я. Э. Файбусович, 1999. Объяснительная записка / Отв. редактор П. П. Генералов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 187 с.

Государственная геологическая карта СССР и РФ. Масштаб 1 : 200 000

60. Лист R-44-XXIX, XXX. Объяснительная записка / Д. В. Семевский. Ред. Ю. Н. Кулаков. – М.: Недра, 1970. – 56 с.

61. Гудина В. И. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. – М.: Наука, 1969. – 79 с.

62. Гудина В. И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Сибири. – М.: Наука, 1966. – 132 с.

63. Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 314, 1976.

64. Гудина В. И., Нуждина Н. А., Троицкий С. Л. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности // Геология и геофизика. – 1968. – № 1. – С. 40–48.

65. Гуртовая Е. Е., Троицкий С. Л. К палинологической характеристике сангомпанских отложений Западного Ямала // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. – С. 131–139.

66. Гусев Е. А. Экспедиционные работы в Усть-Енисейском районе // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике, Антарктике и Мировом океане в 2005 году: Тр. ВНИИОкеангеология. – СПб., 2006. – С. 57–63.

67. Гусев Е. А. Экспедиционные работы в Усть-Енисейском районе в 2008 г. // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в 2008 и 2009 годах: Тр. ВНИИОкеангеология. – СПб., 2010. – С. 23–31.

68. Гусев Е. А., Крылов А. В., Воронков А. Ю., Никитин М. Ю. Неоплейстоценоголоценовые моллюски Енисейского севера // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // Труды ВНИИОкеангеология. – 2012. – Т. 223. – Вып. 8. – С. 75–85.

69. Гусев Е. А., Молодьков А. Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (Мис 5) на севере Западной Сибири // Докл. РАН. – 2012. – Т. 443. – № 6. – С. 707–710.

70. Гусев Е. А., Молодьков А. Н., Деревянко Л. Г. Сопкаргинский мамонт, время и условия его обитания (север Западной Сибири) // Успехи современного естествознания. – 2015. – № 1–3. – С. 432–435.

71. Гусев Е. А., Молодьков А. Н., Стрелецкая И. Д. и др. Отложения казанцевской трансгрессии (Мис 5) Енисейского севера // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 4. – С. 743–757.

72. Данилов И. Д. Мерзлотно-фашиальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисей // Проблемы криолитологии. Вып. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1969. – С. 93–105.

73. Данилов И. Д. Полярный литогенез. – М.: Недра, 1978. – 238 с.

74. Данилов И. Д., Парунин О. Б., Марьенко В. А., Чузунов А. Б. Возраст мерзлых отложений и изотопный состав залежей подземных льдов полуострова Ямал (север Западной Сибири) // Геохронология четвертичного периода. – М.: Наука, 1992. – С. 118–124.

75. Ермилов И. Я. Геологические исследования на Гыданском полуострове в 1927 г. // Тр. Полярн. ком., 1935. Вып. 20.

76. Жданова А. И., Казанский А. Ю., Зольников И. Д., Матасова Г. Г. Опыт фашиально-генетического расчленения субэаральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 4. – С. 446–459.

77. Загорская Н. Г., Кайялайнен В. И., Кулаков Ю. Н. К вопросу о возрасте отложений усть-енисейской серии / ред. В. Н. Сакс // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. – С. 43–52.

78. Загорская Н. Г., Кулаков Ю. Н., Пуминов А. П. и др. Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего кайнозоя северной окраины Евразии // Проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1972. – С. 120–125.

79. Загорская Н. Г., Яшина З. И., Слободин Б. Я. *др.* Морские четвертичные отложения нижнего течения р. Енисей. – Л., 1962.
80. Зайонц И. Л., Зилинг Д. Г. Вторая терраса бассейнов Нижней и Средней Оби // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. – Барнаул, 1972. – С. 12–27.
81. Заррина Е. П., Каплянская Ф. А., Краснов И. И. *и др.* Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности // Мат-лы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, нов. серия, вып. 4. – М.: ВСЕГЕИ, 1961. – С. 54–104.
82. Заррина Е. П., Краснов И. И., Тарноградский В. Д. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и прилегающих территорий, масштаб 1 : 1 500 000. – М.: Гос-топтехиздат, 1961.
83. Захаров В. А., Занин Ю. Н. *и др.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (Усть-Енисейская впадина). – Новосибирск: ИГиГ, 1986. – 82 с.
84. Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. – Томск: Томский ун-т, 1976. – 343 с.
85. Зубаков В. А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 184. – 1972. – 312 с.
86. Зубаков В. А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. – Л.: Наука, 1972. – 196 с.
87. Зубаков В. А. Плейстоценовые отложения Енисейской впадины // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. – 1967. – Т. 145.
88. Зубаков В. А., Левковская Г. М. Стратиграфия новейших отложений низовьев р. Оби // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. – С. 62–83.
89. Извеков И. Б. Критерии и перспективы поиска и разведки залежей углеводородов в юрских и меловых отложениях в зоне сочленения Ямальской, Надым-Пурской и Гыданской областей Западно-Сибирской мегапровинции // Актуальные вопросы исследований пластовых систем месторождений углеводородов. – 2015. – № 4. – С. 149–160.
90. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология: методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. – СПб.: Недра, 1993. – 328 с.
91. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Западно-Сибирская равнина / ред. И. И. Краснов // Стратиграфия СССР, четвертичная система, полутом 2. – М.: Недра, 1984. – С. 227–270.
92. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Ледниковые образования в районе полярной станции Маррессале на п-ове Ямал // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. – 1982. – Т. 319. – С. 77–85.
93. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Наземное и подземное оледенение Западно-Сибирской равнины в плейстоцене / ред. В. А. Зубаков, Ф. А. Каплянская // Современное и горное оледенение равнинных и горных районов СССР. – Л.: Геогр. об-во СССР, 1978. – С. 18–28.
94. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня мирового океана в плейстоцене. – Л.: ВГО, 1975. – С. 53–95.
95. Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 255 с.
96. Конторович А. Э., Конторович В. А., Рыжкова С. В. *и др.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 972–1012.
97. Конторович В. А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатагского регионального прогиба // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 8. – С. 1027–1052.
98. Конторович В. А., Беляев С. Ю., Конторович А. Э. *и др.* Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 11–12. – С. 1832–1845.
99. Кординов А. А. Осадки Карского моря // Труды НИИГА. – 1953. – Т. LVI. – 102 с.

100. *Корейша М. М., Хименков А. Н., Брыксина Г. С.* О происхождении пластовых залежей подземного льда на севере Западной Сибири // *Мат-лы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения.* – 1981. – № 41. – С. 62–67.
101. *Косинцев П. А.* Мамонтовая фауна реки Юрибей (полуостров Ямал) // *Биота Северной Евразии в кайнозое.* Вып. 6. – Екатеринбург–Челябинск: Ин-т экологии растений и животных УрО РАН, 2008. – С. 147–157.
102. *Кох А. А.* Особенности состава подземных вод неокомского гидрогеологического комплекса западной части Хатангского артезианского бассейна // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений.* – 2014. – № 1.
103. *Кочегура В. В., Федоренко В. А.* О палеомагнитной характеристике позднекайнозойских отложений Норильского района // *Хронология ледникового века.* – Л., 1971. – С. 107–110.
104. *Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Ким Ю.В. и др.* Новые данные к стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья // *Геология и геофизика.* – 1993. – Т. 34. – № 3. – С. 24–37.
105. *Крюков В. Д., Рогожин В. В.* О границах распространения позднекайнозойских трансгрессий Полярного бассейна в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья // *Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий.* – Л.: Геогр. о-во СССР, 1968. – С. 80.
106. *Кузин И. Л., Чочиа Н. Г.* Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности / ред. В. Н. Сакс // *Основные проблемы изучения четвертичного периода.* – М.: Наука, 1965. – С. 177–187.
107. *Кулаков Ю. Н.* Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности // *Тр. НИИГА.* – 1959. – Т. 107. – Вып. 12. – С. 116–126.
108. *Куликов Н. Н.* Донные осадки арктических морей. Карское море // *Геология СССР: Острова Советской Арктики.* Т. XXVI. – М.: Недра, 1970. – С. 496–505.
109. *Лаврушин Ю. А.* Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. – М., 1961. – 95 с.
110. *Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // *Тр. ГИН.* Вып. 87. – М., 1963. – 266 с.
111. *Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений // *Тр. ГИН АН СССР.* – 1976. – Вып. 288. – 237 с.
112. *Лазуков Г. И.* К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений бассейна Нижней Оби // *Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.: Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений.* – Л., 1957. – С. 388–400.
113. *Лазуков Г. И.* Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). – М.: Изд-во МГУ, 1970. – 322 с.
114. *Лазуков Г. И., Рейнин И. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья // *Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности.* – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – С. 389–399.
115. *Лев О. Э.* Комплексы остракод из морских позднекайнозойских отложений севера Русской равнины и Западной Сибири и их значение для палеогеографии // *Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий.* – Л.: Геогр. о-во СССР, 1968.
116. *Левчук Л. К.* Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. – Новосибирск: Наука, 1984. – 128 с.
117. *Лидер М.* Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. – М.: Мир, 1986. – 439 с.
118. *Львович М. И.* Реки СССР. – М.: Изд-во Мысль, 1971. – 348 с.
119. *Морской плейстоцен сибирских равнин.* Тр. ИГиГ СО АН СССР. – Т. 104. – М., 1971. – С. 142.
120. *Люция Карского моря, ч. II.* – СПб.: ГУНиО, 2001.
121. *Методические рекомендации по гранулометрическому классифицированию осадков / Сост. В. И. Гуревич.* – Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. – 18 с.

122. Назаров Д. В. Новое о четвертичных отложениях центральной части Западно-Сибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 213–221.
123. Назаров Д. В. Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики: канд. дис. – СПб., 2011. – С. 174.
124. 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 «Пути-ведь», 1999. – С. 96–115.
125. Новиков Д. А. Гидрогеология западной части Енисей-Хатангского прогиба. Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2013. – Т. 8. – № 1.
126. Павлидис Ю. А., Ионин А. С. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. – М.: ГЕОС, 1998. – 186 с.
127. Пластовые льды криолитозоны. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения, 1982. – 140 с.
128. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / В. Т. Трофимов, Ю. Б. Бадур и др. Ред. В. Т. Трофимов. – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 279 с.
129. Подурушин В. Ф. Особенности строения и история формирования структур неокомского возраста в Ямало-Гыданском районе // Вести газовой науки. – 2013. – № 5 (16). – С. 66–73.
130. Поляков А. А., Исаев А. В., Карпунин С. М., Фомина Е. В. Новые направления геолого-разведочных работ на западе Енисей-Хатангского прогиба (правобережье Енисея) // Найчно-технический вестник ОАО «Роснефть». Вып. 26, 2012. – С. 2–6.
131. Попов А. И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры / ред. В. Н. Сакс // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. – С. 76–88.
132. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. / Н. И. Байбародских, Г. Н. Карцева, В. Д. Накаряков // Труды НИИГА. – 1968. – Вып. 12. – С. 5–12.
133. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). – Пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 439 с.
134. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). – Л., 1961. – 465 с.
135. Сакс В. Н. Новые данные о геологическом строении бассейна реки Пясины // Труды Горно-геологического управления Севморпути. – М–Л., 1945. Вып. 16. – С. 3–64.
136. Сакс В. Н. Четвертичное оледенение севера Сибири // Природа. – 1947. – № 4. – С. 16–25.
137. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Труды НИИГА. 1953. – Т. 77. – 627 с.
138. Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири // Труды НИИГА. – 1959. – Т. 96. – Вып. 8. – С. 151–163.
139. Сакс В. Н., Антонов К. В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта // Труды Горно-геологического управления Севморпути, 1945. Вып. 16. – С. 65–117.
140. Сакс В. Н., Ронкина З. 3. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейского района // Труды НИИГА, – 1957. – Т. 90. – 232 с.
141. Скоробогатов В. А., Строганов Л. В. Гыдан. – М.: Недра, 2006. – 263 с.
142. Слободина В. Я., Суздальский О. В., Левина Ф. М., Лев О. М. Опорный разрез плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины // Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. – Л., 1967. – С. 42–44.
143. Соколов В. Н. Северная часть Западно-Сибирской низменности // Четвертичные отложения Советской Арктики // под ред. В. Н. Сакса и С. А. Стрелкова. – М., 1959. – С. 61–80.
144. Соколов В. Н. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. – Л.: Гостоптехиздат, 1960. – 155 с.

145. *Соломатин В. И.* Петрогенез подземных льдов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 216 с.
146. *Соломатин В. И., Коняхин М. А.* Криолитогенез и стратиграфия мерзлой толщи Центрального Ямала // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. – Новосибирск: Наука, 1997. – С. 173–182.
147. Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
148. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности (с приложениями) / под редакцией Н. Н. Ростовцева. – Л.: Недра, 1978. – 132 с.
149. *Стрелков С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений севера Западной Сибири и Таймырской низменности / ред. В. Н. Сакс // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.: Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. – Л., 1957. – С. 373–382.
150. *Стрелков С. А., Троицкий С. Л.* Геологическое строение и рельеф междуречья Большой Хеты и Мессо и бассейна р. Соленой // Труды НИИГА. – 1953. – 60. – С. 5–55.
151. *Суздальский О. В.* Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря: Тр. НИИГА. – Л., 1974. Вып. 3. – С. 27–33.
152. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 143 с.
153. *Сухорукова С. С., Гайгалас А. И.* Ориентировка и петрографический состав обломков морен Енисея / ред. А. А. Величко, Л. Л. Исаева. Четвертичные оледенения Средней Сибири. – М.: Наука, 1986. – С. 65–73.
154. *Суздальский О. В., Слободин В. Я.* Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Западной Сибири в зоне трансгрессий // Мат-лы к проблемам геологии позднего кайнозоя / под ред. Н. Г. Загорской. – Л., 1969. – С. 131–139.
155. *Сукачев В. Н.* К вопросу об изменении климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время // Метеорологический вестник. – 1922. – Т. 33. – № 1–4.
156. *Сулержицкий Л. Д.* Черты радиоуглеродной хронологии мамонтов (*Mammuthus primigenius*) Сибири и севера Восточной Европы // Тр. ЗИН РАН. – 1995. – Т. 263. – С. 163–183.
157. *Сулержицкий Л. Д.* Микробное загрязнение органического вещества из вечной мерзлоты, наблюдаемое при радиоуглеродном датировании // Криосфера Земли. – 1998. – Т. II. – № 2. – С. 76–80.
158. *Томирдиаро С. В., Тихонов А. Н.* Ямальский мамонтенок. Палеогеографическая обстановка и условия захоронения // Тр. ЗИН РАН. – 1999. – Т. 275. – С. 7–19.
159. *Троицкий С. Л.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. – М.: Наука, 1966. – 207 с.
160. *Троицкий С. Л.* Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // ДАН СССР. – 1967. – Т. 174. – № 6. – С. 1409–1412.
161. *Троицкий С. Л.* Морской плейстоцен северного побережья Азии // Проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1972. – С. 95–100.
162. *Троицкий С. Л.* Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // ДАН СССР. – 1967. – Т. 174. – № 6. – С. 1409–1412.
163. *Троицкий С. Л.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. – М.: Наука, 1966. – 207 с.
164. *Троицкий С. Л., Кулаков А. П.* Колебания уровня океана и рельеф побережий // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. – М.: Наука, 1976. – С. 351–426.
165. *Трофимов В. Т.* Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. – М.: Наука, 1987. – 224 с.
166. *Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Каутерюк П. И.* О температурах многолетнемерзлых пород Гыданского полуострова // Природные условия Западной Сибири. Вып. 7. – М., 1980. – С. 102–111.
167. *Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Васильчук Ю. К.* Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. – М., 1986. – 211 с.

168. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.: Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. – Л., 1957. – 575 с.

169. Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502). Результаты бурения и исследования: Сборник научных докладов КамНИИКИГС ГНПП / Гл. ред. В. Б. Мазур – Пермь: Недра, 1996. – 375 с.

170. Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Рассмотрены и утверждены МСК РФ 2 февраля 2001 г. – Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГиГ СО РАН, 2001 – 11 л. Объяснительная записка / Отв. ред. за выпуск А. Е. Бабушкин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. – 84 с.

171. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка / ред. В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.

172. *Файнер Ю. Б., Пономарева Е. А.* К биостратиграфическому обоснованию верхнего плейстоцена Енисейской депрессии / ред. С. А. Архипов // Стратиграфия плейстоцена Сибири. Актуальные проблемы и задачи. – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. – С. 43–52.

173. 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.

174. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН. Вып. 161, 1966. – 239 с.

175. *Шмидт Ф. Б.* Краткое известие о поездке на север России для исследования найденного там мамонта // Зап. Ак. Наук. – 1867. – Т. XI. – Кн. 1. – С. 126.

176. *Яшин Д. С.* Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона: Тр. ВНИИОкеангеология. Вып. 3, 2000. – С. 57 – 67.

177. *Andreev A. A., Forman S. L., Ingólfsson Ó., Manley W. F.* Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea, based on pollen records // Quaternary Research. – 2006. – V. 65. – P. 275–281.

178. *Ashley G. M.* Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut / Jopling, A.V. and MacDonald, B.C. (eds) // Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. SEPM Special Publication. – 1975. – 23. – P. 304–320.

179. *Astakhov V.* The last ice sheet of the Kara Sea: terrestrial constraints on its age // Quaternary International. – 1998. – V. 45/46. – P. 19–29.

180. *Astakhov V.* Middle Pleistocene glaciations of the Russian North // Quaternary Science Reviews. – 2004. – 23 (11-13). – P. 1285–1311.

181. *Astakhov V.* Pleistocene ice limits in Russian northern lowlands // Quaternary glaciations – extent and chronology. Part 1: Europe. – Amsterdam: Elsevier, 2004b. – P. 309–319.

182. *Astakhov V. I.* Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. – 2006. – V. 35. – P. 607–621.

183. *Astakhov V. I. and Isayeva L. L.* The 'Ice Hill': an example of retarded deglaciation in Siberia // Quaternary Science Reviews. – 1988. – 7. – P. 29–40.

184. *Astakhov V., Mangerud J. and Svendsen J. I.* Middle Weichselian ice advance: new data from northern Russia: APEX Fourth International Conference and Workshop // Iceland, 2010. – P. 22.

185. *Bassinot F. C., Labeyrie L. D., Vincent E. et al.* The astronomic theory of climate and age of the Brunhes-Matuyama reversal // Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – 126. – P. 91–108.

186. *Benn D. I., Evans D. J. A.* Glaciers and Glaciation. – London, 2003. – P. 734.

187. *Bennett M. R., Glasser N. F.* Glacial geology: ice sheets and landforms. John Wiley & Sons, 1996. – P. 364.

188. *Berthelsen A.* The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* – 1978. – V. 27. – P. 25–38.
189. *Boersma J. R., Meene E. A. van de, Tjalsma R. C.* Intricated cross – stratification due to interaction of a mega ripple with its lee – side system of backflow ripple (upperpointbar deposits, lower Rhine) // *Sedimentology.* – 1968. – V. 11. – P. 147–162.
190. *Bouma A. H.* *Sedimentology of Some Flysch Deposits.* – Amsterdam: Elsevier, 1962.
191. *Fontugne M.* Les derniers progres du calibrage des âges radiocarbone: permettent-ils une révision des chronologies entre 25 et 50.000 ans b.p. ? // *Quaternaire.* – 2004. – V. 15. – N 3. – P. 245–252.
192. *Forman S. L., Ingólfsson Ó., Gataullin V. et al.* Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quat. Res.* – 2002. – V. 57. – P. 355–370.
193. *Gilbert M. T. P., Tomsho L. P., Rendulic S. et al.* Whole-genome shotgun sequencing of mitochondria from ancient hair shafts // *Science.* – 2007. – V. 317. – P. 1927–1930.
194. *Ginsburg R. N.* Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts. Springer-Verlag, New-York. – 1975. – 428 p.
195. *Gusskov S. A. and Levchuk L. K.* Foraminiferal complexes and palaeoceanographic reconstructions of the Middle and Late Pleistocene interglacial basins in the North of Siberia // *Journal of Geological Sciences, Czech Geol. Survey.* – 1999. – V. 23. – P. 125–132.
196. *Jopling A. V., Walker R. G.* Morphology and origin of ripple – drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts // *Journal of Sedimentary Petrology.* – 1968. – V. 38. – P. 971–984.
197. *Katzenberger O., Grün R.* ESR dating of circumarctic molluscs // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982).* – 1985. – V. 10. – Issues 4–6. – P. 885–890.
198. *Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T.* Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // *Quaternary Science Reviews.* – 2008. – V. 27. – P. 1047–1057.
199. *Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al.* Age dating and the orbital theory of ice ages: development of high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy // *Quat. Res.* – 1987. – V. 27. – P. 1–29.
200. *McKee E. D.* Flume experiments of the production of stratification and cross – stratification. *J. Sediment. Petrol.* – 1957. – 27. – P. 129–134.
201. *McKee E. D.* Experiments on ripple lamination // *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic: interpretation.* Ed. by G. V. Middleton, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists-Spec. Publ. – 1965. – 12. – P. 66–83.
202. *Miller J. M. G.* Glacial sediments // *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy.* Ed. by Reading H. G., 1996. – P. 454–484.
203. *Miller R. L., Zeigler J. M.* A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone, and foreshore // *Journal of Geology.* – 1958. – V. 66. – P. 417–441.
204. *Moore G. T., Asquith D. O.* Delta: Term and concept // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1971. – V. 82. – P. 2563–2568.
205. *Murray A. S. and Olley J. M.* Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz // *Geochronometria.* – 2002. – V. 21. – P. 1–16.
206. *Nazarov D., Henriksen M., Svendsen J. I.* The age of the last glacier invasion into the Polar Urals // *Abstracts of Third Conference on Arctic Palaeoclimate and its Extremes (APEX).* Denmark University of Copenhagen. – 2009. – P. 55.
207. *Nazarov D., Henriksen M.* New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia // *APEX Fourth International Conference and Workshop, Iceland, 2010.* – P. 62.
208. *Nemec W.* Aspects of sediment movement on steep delta slopes / A. Colella and D. Prior (eds) // *Coarse Grained Deltas: International Association of Sedimentologists Special Publication 10.* – Blackwell, Oxford, 1990. – P. 29–73.
209. *Polyak L., Alley R. B., Andrews J. T. et al.* History of sea ice in the Arctic // *Quat. Science Reviews.* – 2010. – V. 29. – P. 1757–1778.

210. *Postma G.* Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis / A. Colella and D. Prior (eds) // *Coarse Grained Deltas: International Association of Sedimentologists Special Publication 10.* – Blackwell, Oxford, 1990. – P. 13–27.

211. *Reading H. G., Collinson J. D.* Clastic coasts / *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy* / H. G. Reading, 1996. – P. 154–231.

212. *Rubin D. M., McCulloch D. S.* Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations // *Sedimentary Geology* 1980. – V. 26. – P. 207–231.

213. *Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. et al.* Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quat. Science Reviews.* – 2004. – V. 23. – N. 11–13. – P. 1229–1271.

214. *Thomas G. S. P., Connell R. J.* Iceberg drop, dump and grounding structures from Pleistocene glaciolacustrine sediments, Scotland // *Journal of Sedimentary Petrology* – 55. – P. 243–249.

215. *Walker R. G.* Geometrical analysis of ripple-drift crosslamination. *Canadian J. Earth Sci.* 6. – P. 383–391.

Фондовая

216. *Белозор С. И.* Картотека обнажений и скважин, вскрывших доплиоцен-четвертичные осадки в северной части Западно-Сибирской низменности. – Тюмень, ТюмТФГИ, 1965.

217. *Белоусов К. Н., Семенова Е. И.* Геологическое строение р. Солёной (южная часть листов R-44-XXIII, XXIV). (Отчет партии № 2 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1960 г.). ОФ НИИГА, Л., 1961.

218. *Белоусов К. Н., Семенов Е. И., Ефремова В. И.* Геологическое строение правобережья р. Енисей на участке от пос. Казанцево до пос. Байхелово (восточная часть листов R-44-XXVII, XXVIII и северо-восточная часть листов R-44-XXIII, XXIV). (Отчет партии № 2 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1961 г.). ОФ НИИГА, Л., 1962.

219. *Биджиев Р. А., Авдалович С. А., Брызгалова М. М. и др.* Отчет о проведении аэрофотogeологического картирования масштаба 1 : 200 000 на листах S-43-XVII, XVIII (юг), XXXIII–XXXVI; S-44-XXXI–XXXIII (юг); R-43-II–VI, VIII–XII, XIV–XVIII, XX–XXIV, XXVI (север), XXVII–XXX, XXXIII–XXXVI; R-44-I–XIV, XIX–XXII, XXV–XXXVIII, XXXI–XXXIV; Q-43-III–VI; Q-44-I–IV, VII–X за 1976–1981 гг. – Тюмень, ТюмТФГИ, 1981.

220. *Боярских Г. К.* Тектоническое районирование ортоплатформенного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. – Тюмень, ТюмТФГИ, 1990.

221. *Галунский В. А., Мецержков Н. А., Ромашко Б. А. и др.* Обобщение результатов геофизических работ на нефть и газ в Тюменской области. – Тюмень, ТюмТФГИ, 1992.

222. *Генералов П. П., Миняйло Л. А., Воронин А. С. и др.* Эволюция Западно-Сибирской геосинеклизы в кайнозое. Отчет по теме 3.10. – Тюмень, ТюмТФГИ 1994.

223. Геологическое строение и рельеф бассейна р. Варигэ-Яха и истоков р. Мессо (западная часть листов R-44-XXIX, XXX). (Сводный отчет по работам партий № 4, 5 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА за 1959 г.). ОФ НИИГА, Л., 1960.

224. Геологическое строение и рельеф бассейна р. Солёной и верховьев р. Мал. Хеты (листы R-44-XXXVI и R-45-XXXI, XXXII). (Отчет партии № 2 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1962 г.). ОФ НИИГА, Л., 1963.

225. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 года. Газы горючие. Сибирский федеральный округ. М., 2017.

226. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 года. Газы горючие. Уральский федеральный округ. М., 2017.

227. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 года. Конденсат. Сибирский федеральный округ. М., 2017.

228. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 года. Конденсат. Уральский федеральный округ. М., 2017.

229. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 года. Нефть. Сибирский федеральный округ. М., 2017.
230. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 года. Нефть. Уральский федеральный округ. М., 2017.
231. *Гуревич В. И.* Разработать методику геоэкологического картирования шельфа и крупных озер. Кн. 1. СПб., 1993. Фонды ВНИИОкеангеологии.
232. *Кайялайнен В. И., Ефремова В. И.* Геологическое строение и рельеф междуречья Енисея и Пелятки (северная часть листов R-44-XXIII, XXIV). (Отчет партии № 1 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в 1960 г.). ОФ НИИГА, Л., 1961.
233. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Изучение особенностей ледникового седиментогенеза в Нижнеенисейском районе с целью выяснения спорных вопросов стратиграфии и палеогеографии плейстоцена севера Западной Сибири. Л., 1985.
234. *Куликов Н. Н.* Донные отложения Карского моря и условия их формирования. Л., 1964, НИИГА, Фонды ВНИИОкеангеология.
235. *Куликов Н. Н., Троицкий С. Л.* Геологическое строение и рельеф северо-восточной части Гыданского полуострова (отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, произведенной на северо-востоке Гыданского полуострова партиями Н-1 и Н-2 экспедиции Н-51-а в 1952 г.). Л., 1953.
236. *Лавров А. С. и др.* Космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 северной части Западно-Сибирской плиты. М., Аэрогеология, 1983.
237. Легенда Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Тюмень, ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2008.
238. Легенда Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Тюмень, ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2010.
239. *Ломаченков В. С.* Четвертичные отложения и рельеф северо-западной части Гыданского полуострова (работы геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, произведенные в 1952 г. на Гыданском полуострове. Л., 1953.
240. *Ломаченков В. С., Тимаиков Н. А.* Геологическое строение и рельеф Тазовского и юго-западной части Гыданского полуострова (отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000, проведенной партиями № 3 и № 4 летом 1953 г.). Л., 1954.
241. *Михалюк Ю. Н., Верба М. Л., Ефремова В. И.* Геологическое строение и рельеф бассейна нижнего течения р. Бол. Хета. (Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1959 г. партией № 3 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА в восточной части листов R-44-XXIX, XXX и западной части листов R-45-XXV, XXVI). ОФ НИИГА, Л., 1960.
242. *Михалюк Ю. Н., Семенов Н. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые нижних течений рек Таманы и Яры (листы R-44-XV, XVI, XVII). (Отчет партии № 1 Усть-Енисейской экспедиции НИИГА по геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1961 г.). ОФ НИИГА, Л., 1962.
243. *Назаров Д. В.* Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики: канд. дис. СПб., 2011. – 174 с.
244. Прогноз нефтегазоносности севера в Западно-Сибирской низменности. Отчет Салехардской партии ВНИГРИ за 1962–1965 гг. Л., ТюмТФГИ, 1965.
245. *Семенов Ю. П., Колокольцева Е. П.* Геолого-технический отчет о работе Обской буровой экспедиции за 1956–1957 гг. Л., ТюмТФГИ, 1959.
246. *Соседков В. С., Гиригорн Л. Ш., Сурков Ю. Н., Кашин А. Е., Сагитова В. А.* Литолого-фациальное расчленение разреза осадочного чехла и районирование доплатформенных отложений севера Западной Сибири по данным сейсморазведки МОГТ. – Тюмень: ТюмТФГИ, 1986.
247. *Ставицкий Б. П., Плавник А. Г.* Региональная оценка гидроминеральных ресурсов (йодо-бромных вод) апт-сеноманских и неокотских отложений. Тюмень, ТФИ, 2002.
248. *Тимаиков Н. А.* Четвертичные отложения и рельеф центральной части Гыданского полуострова (Окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 в бассейне рек Гыда, Нява-Яха, Зыковка, Ярго-Яха и озер Ямбу-То и Хосейн-То). Л., 1953.

249. *Файнер Ю. Б., Файнер Т. Г.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Сибирской платформы. Т. IV. Четвертичные отложения и гляциоморфология. Красноярск, 1980.

250. *Файбусович Я. Э., Астапов А. П., Губанова Т. П. и др.* Кадастр месторождений и проявлений неметаллических полезных ископаемых (строительных материалов) равнинной части ЯНАО. Тюмень, ТюмТФГИ, 2002.

251. *Чочиа Н. Г., Андреев А. В., Андреев Ю. Ф.* Геологическое строение, перспективы и направления нефтегазопроисковых работ на Обско-Пурском междуречье, Ямале и Пур-Тазовском междуречье. Отчет Салехардской экспедиции ВНИГРИ за 1956–1961 гг. ТюмТФГИ, 1962.

252. *Чочиа Н. Г., Андреев А. В., Андреев Ю. Ф. и др.* Прогноз нефтегазоносности севера Западно-Сибирской низменности. Отчет Салехардской экспедиции ВНИГРИ за 1962–1965 гг. Л.: ТюмТФГИ, 1965.

253. *Шпильман В. И., Подсосова Л. Л., Бочкарев В. С.* Составление атласа (комплекта) карт, характеризующих тектоническое строение земной коры Западной Сибири (плитный, осадочный комплекс, фундамент, консолидированную кору, верхнюю часть мантии) в масштабах 1 : 1 000 000 и 1 : 15 000 000. Тюмень: ТюмТФГИ, 1990.

254. *Шпильман А. В., Волков В. А., Цимбалюк Ю. А. и др.* Создание детальной модели геологического строения ниже-среднеюрских образований Западной Сибири, оценка ресурсного потенциала и обоснование главных направлений поисково-разведочных работ. М., ФГУНПП «Росгеолфонд», 2008.

**Список месторождений и проявлений полезных ископаемых, показанных
на карте полезных ископаемых листа R-44 Госгеолкарты РФ
масштаба 1:1 000 000 (третье поколение)**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Нефть и газ			
Нефть и газоконденсат			
II-6-2	МК	Байкаловское	229
VI-3-1	МК	Восточно-Мессояхское	230
Нефть и газ			
V-4-3	МК	Новосоленинское	230
VI-1-1	МК	Западно-Мессояхское	230
VI-1-4	МК/Э	Находкинское	230
VI-6-1	МК	Сузунское	229
Конденсат и газоконденсат			
II-4-1	МК	Дерябинское	227
IV-4-2	МК	Пеляткинское	227
V-4-1	МК/Э	Северо-Соленинское	228
VI-2-1	МК	Южно-Мессояхское	228
VI-4-1	МК	Северо-Хальмерпаютинское	228
II-1-1	МС	Ладертойское	228
V-4-2	МС/Э	Южно-Соленинское	228
Газ горючий			
IV-5-1	МК	Ушаковское	225
IV-2-1	МС	Нанадянское	225
IV-6-1	МС	Казанцевское	227
V-5-1	МС/Э	Мессояхское	226
V-6-2	МС	Зимнее	225
V-6-3	МС	Горчинское	225
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
II-6-1	П	Без названия	65
Уголь бурый			
I-5-1	П	Без названия	65

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Т и т а н			
Ш-3-1	ШП	Без названия	242
Ш-4-1	ШП	Без названия	242
Ш-6-1	ШП	Без названия	242
V-6-1	ШП	Без названия	230
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Минеральные удобрения			
Ф о с ф о р и т			
Ш-3-2	П	Без названия	242
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ			
Минеральные промышленные воды			
Й о д н ы е			
IV-4-1	П	Скв. 3Р, Средняяровская площадь	247
IV-4-3	П	Скв. 4Р, Средняяровская площадь	247
IV-4-4	П	Скв. 15Р, Пеляткинская площадь	247
IV-4-5	П	Скв. 1Р, Пеляткинская площадь	247
IV-6-2	П	Скв. 4Р, Казанцевская площадь	247
VI-1-2	П	Скв. 21Р, Западно-Мессояхская площадь	247
VI-1-3	П	Скв. 24Р, Западно-Мессояхская площадь	247
VI-2-2	П	Скв. 13, Южно-Мессояхская площадь	247
VI-6-3	П	Скв. 2Р, Токачинская площадь	247
VI-6-5	П	Скв. 1Р, Сузунская площадь	247
VI-6-6	П	Скв. 4Р, Сузунская площадь	247
VI-6-7	П	Скв. 11Р, Сузунская площадь	247
Й о д о - б р о м н ы е			
II-4-2	П	Скв. 7Р, Дерябинская площадь	247
II-5-1	П	Скв. 318Р, Южно-Носковская площадь	247
IV-3-1	П	Скв. 2Р, Яровская площадь	247
VI-6-2	П	Скв. 20Р, Токачинская площадь	247
VI-6-4	П	Скв. 3Р, Токачинская площадь	247

П р и н я т ы е с о к р а щ е н и я. Месторождения: МУ – уникальные, МК – крупные, МС – средние, ММ – малые. Проявления: Коренные – П. ШП – Шлиховая проба. Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые; разведанные и не освоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности.

**Список проявлений полезных ископаемых,
показанных на карте четвертичных образований
листа R-44 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Строительные материалы Песок строительный			
VI-2-3	П	Мессояхский участок	250

Принятые сокращения. Месторождения: МУ – уникальные, МК – крупные, МС – средние, ММ – малые. Проявления: Коренные – П. ШП – Шлиховая проба. Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые; разведанные и не освоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности.

**Кадастр прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу R-44 (по состоянию на 1.01.2017 г.)
Горючие полезные ископаемые (углеводороды)**

Нефтегазоносные район, область	Прогнозные ресурсы (категория D ₁), млн т у. т			Всего
	Альб-сеноманский НГК	Нижнемеловой НГК	Юрский НГК	
1. Гыданская НГО				860,0
1.1. Гыданский НГР	31,6	21,5	18,5	71,6
1.2. Мессовский НГР	–	216,3	572,1	788,4
2. Надым-Пурская НГО				77,0
2.1. Надымский НГР	–	–	–	–
2.2. Уренгойский НГР	–	77,0	–	77,0
3. Пур-Тазовская НГО				322,5
3.1. Большехетский НГР	156,6	34,0	–	190,6
3.2. Сузунский НГР	41,3	–	90,6	131,9
4. Енисей-Хатангская НГО				355,4
4.1. Усть-Енисейский НГР	–	16,5	12,1	28,6
4.2. Мессояхский НГР	26,4	176,6	123,8	326,8
ИТОГО:	255,9	541,9	817,1	1614,9

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу R-44

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Ранг минерагенического подразделения, (тип оруденения, рудная формация)	Количество прогнозируемых объектов	Прогнозные ресурсы (категория D ₁)
I. Горючие ископаемые			
1. Нефть и газ			
Нефть, газ и газоконденсат (млн т у. т.)	Площади перспективные на поиски углеводородов	48	1614,9

**Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований
и стратотипов, показанных на карте фактического материала**

Номер по карте	Номер клетки	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
1	II-6	Скважина Яковлевская-1 вскрывает разрез мела. Стратотип яковлевской свиты в интервале 1310–752 м	*скв. 1-Я
2	II-5	Скважина Дерябинская-5 (3010) вскрывает разрез юры, мела. Стратотип гольчихинской свиты в интервале 2937–3312 м	*скв. 5-Д
3	III-5	Скважина Южно-Носковская-318 (4216) вскрывает разрез юры, мела. Стратотип шуратовской свиты в интервале 2628–3720 м; Стратотип байкаловской свиты в интервале 1968–2628 м	*скв. 318-ЮН
4	V-6	Скважина Семеновская-1 (3000) вскрывает разрез триаса, юры, мела. Стратотип зимней свиты в интервале 2569–2748 м	*скв. 1-С
5	V-6	Скважина Семеновская-2 (3101) вскрывает разрез триаса, юры, мела	*скв. 2-С
6	V-5	Скважина Мессояхская-11 (930) вскрывает разрез мела	*скв. 11-М
7	V-5	Скважина Мессояхская-1 (2554) вскрывает разрез юры, мела	*скв. 1-М
8	V-4	Скважина Южно-Соленинская-2 (2600) вскрывает разрез юры, мела	*скв. 2-ЮС
9	VI-3	Скважина Восточно-Мессояхская-18 вскрывает разрез юры, мела	*скв. 18-ВМ
10	VI-1	Скважина Западно-Мессояхская-21 вскрывает разрез юры, мела	*скв. 21-ЗМ
11	VI-2	Скважина Восточно-Мессояхская-38 (2640) вскрывает разрез юры, мела	*скв. 38-ВМ
12	VI-6	Скважина Сузунская-1 вскрывает разрез юры, мела	*скв. 1-Сз
13	VI-2	Скважина Восточно-Мессояхская-9 (3315) вскрывает разрез юры, мела	*скв. 9-М
14	VI-2	Скважина Восточно-Мессояхская-7 (3287) вскрывает разрез мела	*скв. 7-М
15	VI-2	Скважина Восточно-Мессояхская-8 (3824) вскрывает разрез юры, мела	*скв. 8-М
16	VI-2	Скважина Южно-Мессояхская-20 (3395) вскрывает разрез мела	*скв. 20-ЮМ
17	VI-2	Скважина Южно-Мессояхская-15 (3404) вскрывает разрез мела	*скв. 15-ЮМ
18	VI-2	Скважина Южно-Мессояхская-19 (3752) вскрывает разрез мела	*скв. 19-ЮМ
19	VI-1	Скважина Находкинская-47 вскрывает разрез мела	*скв. 47-Нх

*База данных ФАУ «ЗапСибНИИГТ».

Список опорных обнажений и скважин, показанных на КЧО

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта, номер источника по списку литературы
1	Разрез верхнего неоплейстоцена	Скв. 2 [77]
2	Разрез каргинского мариния	0409 [71]
3	Разрез каргинского мариния	0505(0508?) [71]
4	Разрез верхнего неоплейстоцена	Скв. 1 [77]
5	Разрез зверевского мариния	1037 [235]
6	Сопкаргинский мамонт	1019 [70]
7	Разрез зверевского мариния	Троицкие пески (0815) [71]
8	Разрез зверевского мариния	231 [235]
9	Разрез среднего и верхнего неоплейстоцена, стратотип зверевского мариния	Мыс Зверевский [123]
10	Разрез зверевского мариния	0825 [68]
11	Разрез паютинского мариния, парисентовского гляциолимния	7200 (настоящая работа)
12	Разрез зверевского мариния	Мыс Гостиный [71]
13	Разрез карской морены	7202 (настоящая работа)
14	Разрез аллювия второй террасы	7187 (настоящая работа)
15	Разрез первой аллювиальной террасы и паютинского мариния	7192 (настоящая работа)
16	Разрез аллювия второй террасы	7189 (настоящая работа)
17	Разрез паютинского мариния и карской морены	7191 (настоящая работа)
18	Разрез зверевского мариния	Ладыгин Яр (0827) [71]
19	Разрез хетского мариния, тазовской морены	7220 (настоящая работа)
20	Разрез малохетского аллювия, парисентовского гляциолимния	7225 (настоящая работа)
21	Разрез тазовской морены и паютинского мариния	7219 (настоящая работа)
22	Стратотип каргинского мариния	Мыс Каргинский [71, 95, 123]
23	Разрез аллювия второй террасы	7215 (настоящая работа)
24	Разрез хетского мариния, тазовской морены	7214 (настоящая работа)
25	Разрез хетского мариния, тазовской морены	7213 (настоящая работа)
26	Разрез верхнего неоплейстоцена	Скв. 5 [77]
27	Разрез верхнего неоплейстоцена	Скв. 7 [77]
28	Разрез аллювия второй террасы	127 [240]
29	Разрез средненеоплейстоценового флювиогляциала	В-126 [219]
30	Разрез туруханского мариния, тазовской морены, ябтасалинского гляциолимния	7231 (настоящая работа)
31	Разрез туруханского мариния	7238 (настоящая работа) С-1,2 [219]

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта, номер источника по списку литературы
32	Разрез тазовской морены, парисентовского гляциолимния	7240 (настоящая работа)
33	Разрез первой и второй аллювиальных террас, парисентовского гляциолимния	7239 (настоящая работа)
34	Разрез среднего и верхнего неоплейстоцена	28-БХ [Архипов, 1980]
35	Разрез каргинского мариния и ермаковской морены	7254 (настоящая работа)
36	Разрез среднего и верхнего неоплейстоцена; стратотип устьсолёнинского мариния; стратотип варомыяхинского мариния	31-БХ [Архипов, 1980]
37	Стратотип солёнинского аллювия, разрез тазовской морены и перерывающего их каргинского мариния	7251 (настоящая работа)
38	Разрез аллювия второй террасы	487 [240]
39	Разрез среднего и верхнего неоплейстоцена	26-БХ [Архипов, 1980]

Список скважин, показанных на карте прогноза на нефть и газ

Номер на карте	Номер клетки	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
1	II-5	Скважина Дерябинская-5 (3010), нефтегазоразведочная скважина Дерябинского месторождения	*скв. 5-Д
2	V-4	Скважина Южно-Соленинская-23 (2651), нефтегазоразведочная скважина Южно-Соленинского месторождения	*скв. 23-ЮС
3	V-5	Скважина Мессояхская-1 (2554), нефтегазоразведочная скважина Мессояхского месторождения	*скв. 1-М
4	VI-2	Скважина Восточно-Мессояхская-33 (2386), нефтегазоразведочная скважина Восточно-Мессояхского месторождения	*скв. 33-ВМ
5	VI-2	Скважина Западно-Мессояхская-4 (3202), нефтегазоразведочная скважина Западно-Мессояхского месторождения	*скв. 4-ЗМ
6	VI-6	Скважина Сузунская-2 (3500), нефтегазоразведочная скважина Сузунского месторождения	*скв. 2-Сз
7	VI-2	Скважина Южно-Мессояхская-15 (3404), нефтегазоразведочная скважина Южно-Мессояхского месторождения	*скв. 15-ЮМ
8	VI-1	Скважина Находкинская-43 (3500), нефтегазоразведочная скважина Находкинского месторождения	*скв. 43-Нх

*База данных ФАУ «ЗапСибНИИГ».

Список пунктов по листу R-44, для которых имеются определения радиоуглеродного, уран-ториевого, ЭПР, ОСП и ОСЛ возраста из четвертичных образований

(жирным шрифтом отмечены значения возраста, вынесенные на полотно карты четвертичных образований)

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
1	I-5	Каргинский мариний (mllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина	Th/U	тыс. лет	106,1 ± 15,1	71°58'19,6"N	82°36'37,9"E	0505	71
2	I-5	Каргинский мариний (mllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	112,5 ± 9,6	71°56'25,5"N	83°37'59,1"E	Сопочная Карга (0409)	71
	I-5	Каргинский мариний (mllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	117,7 ± 10	71°56'25,5"N	83°37'59,1"E	Сопочная Карга (0409)	71
3	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^{238}\text{U}$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Торф	^{14}C	тыс. лет	>37,2	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^{238}\text{U}$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Торф	^{14}C	тыс. лет	>39,6	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^{238}\text{U}$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Торф	^{14}C	тыс. лет	>37,2	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
3	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Кость мамонта	^{14}C	тыс. лет	37,8 ± 0,2	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Мышечная ткань мамонта	^{14}C	тыс. лет	43,4 ± 0,2	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Шерсть мамонта	^{14}C	тыс. лет	41,1 ± 0,2	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Кость мамонта	^{14}C	тыс. лет	44,8 ± 1	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Песок	ОСЛ	тыс. лет	28 ± 2,1	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Песок	ОСЛ	тыс. лет	28,8 ± 2,2	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70
	I-5	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)	Каргинские отложения второй надпойменной террасы	Песок	ОСЛ	тыс. лет	29,5 ± 2,3	71°54'9,12"N	82°40'12,24"E	1019	70

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
4	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	68 ± 5,3	71°48'40,7"N	83°25'41,2"E	Троицкие пески (0815)	71
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	97,5 ± 11,2	71°48'40,7"N	83°25'41,2"E	Троицкие пески (0815)	71
5	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	78 ± 4	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский (4076)	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	75 ± 4	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский (4077)	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	78 ± 4	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский (4134)	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	68 ± 4	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский (4135)	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	80 ± 6	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	75 ± 4	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	68 ± 5	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	79 ± 4	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
5	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	84 ± 5	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Зверевский мариний (mllzv)	Зверевский мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	88 ± 5	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
6	I-6	Каргинский мариний (mllkr)	Мариний, аналог паутинской свиты	Песок	ОСЛ	тыс. лет	134 ± 8	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Каргинский мариний (mllkr)	Мариний, аналог паутинской свиты	Песок	ОСЛ	тыс. лет	178 ± 12	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
7	I-6	Хетский мариний (mllht)	Отторженец морских песков	Песок	ОСЛ	тыс. лет	182 ± 12	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Хетский мариний (mllht)	Отторженец морских песков	Песок	ОСЛ	тыс. лет	200 ± 11	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Хетский мариний (mllht)	Отторженец морских песков	Песок	ОСЛ	тыс. лет	185 ± 12	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Хетский мариний (mllht)	Отторженец морских песков	Песок	ОСЛ	тыс. лет	199 ± 10	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Хетский мариний (mllht)	Отторженец морских песков	Песок	ОСЛ	тыс. лет	217 ± 11	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
8	I-6	Туруханский мариний (mlltr)	Морские пески	Песок	ОСЛ	тыс. лет	262 ± 17	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Туруханский мариний (mlltr)	Морские пески	Песок	ОСЛ	тыс. лет	297 ± 19	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123
	I-6	Туруханский мариний (mlltr)	Морские пески	Песок	ОСЛ	тыс. лет	228 ± 15	71°37'33,9"N	83°15'29,2"E	Мыс Зверевский	123

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
9	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	87,5 ± 6,8	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	103,5 ± 8	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	103,5 ± 8	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	84,2 ± 7,1	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	93 ± 7,8	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	87,5 ± 7,2	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина	Th/U	тыс. лет	79,7 ± 5	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
	II-6	Зверевский мариний (mlllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина	Th/U	тыс. лет	91,3 ± 5,4	71°14'15,7"N	83°09'31,2"E	Мыс Гостинный (0923)	71
10	II-2	Байдарацкий эолий (vlllbd)		Кожа и подкожная жировая ткань мамонта	¹⁴ C	тыс. лет	30,2 ± 1,8	71°15'54,82"N	80°07'31,12"E	Ямбуто	86

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
10	II-2	Байдаракский эолий (vlllbd)		Кожа и подкожная жировая ткань мамонта	^{14}C	тыс. лет	33,5 ± 1	71°15'54,82"N	80°07'31,12"E	Ямбуто	86
	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы (α ² lll ₃)		Растительный войлок	^{14}C	тыс. лет	18,7 ± 0,1	71°9'27,002"N	80°23'57,386"E	7186-42	Настоящая работа
	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы (α ² lll ₃)		Ствол дерева	^{14}C	тыс. лет	45 ± 1,5	71°9'22,248"N	80°28'3,265"E	7183-17	Настоящая работа
	II-3	Байдаракский эолий (vlllbd)		Растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	40,3 ± 0,6	71°7'38,727"N	80°22'48,295"E	7184-28	Настоящая работа
	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы (α ² lll ₃)		Растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	40,4 ± 0,6	71°6'14,703"N	80°27'38,547"E	7185-37	Настоящая работа
11	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы (α ² lll ₃)		Песок	ОСЛ	тыс. лет	50,3 ± 6,4	71°09'24,42"N	80°28'03,68"E	7183-13	Настоящая работа
	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы (α ² lll ₃)		Песок	ОСЛ	тыс. лет	44,6 ± 5,0	71°09'24,42"N	80°28'03,68"E	7183-14	Настоящая работа
	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы (α ² lll ₃)		Песок	ОСЛ	тыс. лет	41,4 ± 4,6	71°09'24,42"N	80°28'03,68"E	7183-15	Настоящая работа
12	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы (α ² lll ₃)		Песок + растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	44 ± 1,1	71°4'48,043"N	80°24'2,957"E	7187-55	Настоящая работа

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
12	II-2	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)		Песок + растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	$22,3 \pm 0,2$	71°3'52,419"N	79°32'58,445»E	7199-92	Настоящая работа
13	II-2	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)		Песок + растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	$36,6 \pm 0,9$	71°47'23,323"N	79°32'58,445»E	7192-70	Настоящая работа
	II-2	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)		Алеврит + растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	$35,5 \pm 0,7$	71°2'10,268"N	79°51'43,730»E	7195-88	Настоящая работа
14	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)		Кожа и подкожная жировая ткань мамонта	^{14}C	тыс. лет	$33,5 \pm 1$	71°00'49,10"N	79°11'32,71»E	T-298	46
15	II-2	Байдаракский эолий (VIIIbd)		Растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	$35 \pm 0,5$	71°1'17,047"N	79°50'11,029»E	7194-83	Настоящая работа
	II-2	Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2 III_3$)		Торф	^{14}C	тыс. лет	$46 \pm 1,6$	71°0'54,224"N	79°47'59,338»E	7193-79	Настоящая работа
	II-2	Байдаракский эолий (VIIIbd)		Песок + растительный войлок	^{14}C	тыс. лет	$38,2 \pm 1,1$	71°0'54,224"N	79°47'59,338»E	7193-82	Настоящая работа
16	II-2	Аллювий первой террасы ($\alpha^1 III_4-H$)		Алеврит + растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	$20,5 \pm 0,2$	71°0'54,224"N	79°47'59,338»E	7188-56	Настоящая работа

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
17	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	71,1 ± 5,5	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	70,1 ± 14,3	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	71,9 ± 5,6	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	71,3 ± 17,3	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	73,2 ± 5,8	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	76,6 ± 6	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	76,2 ± 6	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	79,3 ± 6,7	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	74 ± 6,3	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
17	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	70,1 ± 5,9	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Органические остатки	U/Th	тыс. лет	41,5 ± 4	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Органические остатки	U/Th	тыс. лет	48,9 ± 4,3	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Органические остатки	U/Th	тыс. лет	53 ± 3,1	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
	II-6	Зверевский мариний (mllzv)	Морские отложения казанцевского горизонта	Органические остатки	U/Th	тыс. лет	90,9 ± 9	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	71
18	II-6	Каргинский мариний (mllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта			тыс. лет	112,1 ± 28,2	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	68
	II-6	Каргинский мариний (mllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта			тыс. лет	129,1 ± 14,9	70°54'24,9"N	83°29'18,3"E	Ладыгин Яр (0827)	68
19	IV-6	Каргинский мариний (mllkr)	Позднеплейстоценовый межледниковый мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	115 ± 7	69°57'N	83°35'E	Каргинский мыс	Назаров, 2011
	IV-6	Каргинский мариний (mllkr)	Позднеплейстоценовый межледниковый мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	119 ± 8	69°57'N	83°35'E	Каргинский мыс	Назаров, 2011

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
19	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Поздне-плейстоценовый межледниковый мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	97 ± 7	69°57'N	83°35'E	Каргинский мыс	Назаров, 2011
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Поздне-плейстоценовый межледниковый мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	105 ± 7	69°57'N	83°35'E	Каргинский мыс	Назаров, 2011
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Поздне-плейстоценовый межледниковый мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	116 ± 6	69°57'N	83°35'E	Каргинский мыс	Назаров, 2011
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Поздне-плейстоценовый межледниковый мариний	Песок	ОСЛ	тыс. лет	117 ± 7	69°57'N	83°35'E	Каргинский мыс	Назаров, 2011
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	$93,5 \pm 7,3$	69°56'53,8"N	83°35'05,4"E	Каргинский мыс (1305)	Гусев, 2016
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	$109 \pm 8,5$	69°56'53,8"N	83°35'05,4"E	Каргинский мыс (1305)	Гусев, 2016
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	$113,5 \pm 8,9$	69°56'53,8"N	83°35'05,4"E	Каргинский мыс (1305)	Гусев, 2016
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	$119,7 \pm 9,4$	69°56'53,8"N	83°35'05,4"E	Каргинский мыс (1305)	Гусев, 2016
	IV-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Раковина моллюска	ЭПР	тыс. лет	$94,2 \pm 7,8$	69°56'53,8"N	83°35'05,4"E	Каргинский мыс (1305)	Гусев, 2016

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
20	IV-1	Аллювий второй надпойменной террасы (α^2III_3)		Растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	31,7 ± 0,5	69°50'55,633"N	78°46'37,061"E	7215-203	настоящая работа
	IV-1	Аллювий второй надпойменной террасы (α^2III_3)		Растительный детрит	^{14}C	тыс. лет	33,5 ± 0,3	69°50'55,633"N	78°46'37,061"E	7215-202	настоящая работа
21	VI-6	Хетский мариний (mlllht)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	235 ± 28	68°28'10,33"N	83°07'07,23"E	7254-144	настоящая работа
	VI-6	Хетский мариний (mlllht)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	266 ± 18	68°28'10,33"N	83°07'07,23"E	7254-152	настоящая работа
22	VI-6	Каргинский мариний (mlllkr)	Морские отложения казанцевского горизонта	Песок	ОСЛ	тыс. лет	141 ± 10	68°11'31,48"N	83°14'55,09"E	7251-554	настоящая работа

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. Я. Э. Файбусович, Е. А. Лебедева	3
Стратиграфия	8
Протерозойская акротема. Я. Э. Файбусович, Е. А. Лебедева	8
Палеозойская эратема. Я. Э. Файбусович, Е. А. Лебедева	9
Мезозойская эратема. Я. Э. Файбусович	10
Кайнозойская эратема. Д. В. Назаров, Д. В. Пушка, Я. Э. Файбусович	34
Литология современных донных отложений. Т. В. Яковлева	71
Магматизм. Е. А. Лебедева	78
Тектоника. Я. Э. Файбусович, А. С. Воронин, Е. А. Лебедева	79
История геологического развития. А. С. Воронин	85
Геоморфология. А. В. Герасичева	88
Полезные ископаемые. Я. Э. Файбусович, Л. И. Рубин	96
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив. Л. И. Рубин, Е. А. Лебедева	109
Гидрогеология. Я. Э. Файбусович, Е. А. Лебедева	126
Эколого-геологическая обстановка. Т. В. Маркина, Е. А. Лебедева	133
Заключение. Е. А. Лебедева	140
Список литературы	144
Приложение 1. Список месторождений и проявлений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа R-44 Гостгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)	157
Приложение 2. Список месторождений и проявлений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа R-44 Гостгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)	159
Приложение 3. Кадастр прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу R-44 (по состоянию на 1.01.2017 г.)	160

<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу R-44	161
<i>Приложение 5.</i> Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований и стратотипов, показанных на карте фактического материала	162
<i>Приложение 6.</i> Список опорных обнажений и скважин, показанных на карте четвертичных образований	163
<i>Приложение 7.</i> Список скважин, показанных на карте прогноза на нефть и газ	165
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов по листу R-44, для которых имеются определения радиоуглеродного, уран-ториевого, ЭПР, ОСП и ОСЛ возраста из четвертичных образований	166

Научное издание

Лебедева Елена Аркадьевна
Файбусович Яков Эдуардович
Назаров Дмитрий Владимирович
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Западно-Сибирская

Лист R-44 – Гыданский п-ов

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *Т. П. Рекант*

Подписано в печать 02.07.2020. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.

Печать офсетная. Печ. л. 11,5. Уч.-изд. л. 15.

Заказ 41714000

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: karta@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-93761-428-5



9 785937 614285

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
