

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

**Серия Западно-Сибирская**

**Лист Q-42 – Салехард**

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

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Западно-Сибирская*

Лист Q-42 – Салехард

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55 (084.3М1000):528.065(571.121)

*Зылёва Л. И., Коновалов А. Л., Казак А. П., Жданов А. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014, 396 с. + 7 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые геологические сведения по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения полярного сегмента Уральской складчатой системы и северо-западной части Западно-Сибирской платформы. Оценены прогнозные ресурсы главных видов минерального сырья территории – железа, золота, хромитов, платиноидов, углеводородного сырья и других полезных ископаемых. Работа отражает современный уровень изученности региона.

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

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

Табл. 6, ил. 9, список лит. 419 назв.

#### А в т о р ы:

*Зылёва Л. И., Коновалов А. Л. (отв. исп.), Казак А. П., Жданов А. В.,  
Коркунов К. В., Денисов В. А., Новикова Л. П.,  
Румянцева Н. А., Черепанов Ю. П., Черкашин А. В., Хрякова Л. А.*

Главный научный редактор *Жданов А. В.*

Рецензенты *Якобсон К. Э., Гусев Е. А.*

Рекомендована к печати НРС Роснедра  
24 декабря 2013 года

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2014
- © Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2013
- © Общество с ограниченной ответственностью «Геотекс», 2013
- © Коллектив авторов, 2013
- © Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

Комплект Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) листа Q-42 – Салехард составлен путем анализа и синтеза имеющихся материалов с учетом результатов последних геологических, геофизических и тематических работ, а также глубинного бурения. При его создании в том числе использованы новейшие изотопно-геохронологические данные, полученные сотрудниками ВСЕГЕИ при собственных исследованиях в рамках данного объекта. Подрядной организацией (ООО «ГЕОТЭКС») на опорных площадях проведены полевые работы для обоснования прогнозно-минерагенических построений на россыпи минералов титана и циркония. Графические материалы комплекта включают семь карт, выполненных в основном масштабе – как общегеологического содержания (доплиоценовых, плиоцен-четвертичных, доюрских и юрских образований, залегающих на фундаменте (вид снизу), так и специализированных минерагенических (полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ). Карты сопровождаются условными обозначениями, мелко-масштабными схемами, разрезами и другими обязательными элементами зарамочного оформления. Глубина геологического изучения определялась максимальным «метражом» пробуренных скважин и возможностями геолого-геофизических методов исследования. Лист Q-42 входит в состав Западно-Сибирской серии и расположен в ее северо-западной части, между  $64^{\circ}$ – $68^{\circ}$  с. ш.; с запада он ограничен меридианом  $66^{\circ}$ , с востока –  $72^{\circ}$  в. д. Площадь трапеции 121,5 тыс. км<sup>2</sup>. Исследованная территория охватывает значительное пространство Западно-Сибирской платформы; северо-западный ее угол относится к Урало-Монгольскому складчатому поясу.

В орографическом отношении большая часть площади находится в пределах Западно-Сибирской низменности. На западе ее представляет уплощенная, покрытая многочисленными озерами Нижнеобская равнина с абс. выс. от 35 до 75 м. Располагающаяся восточнее Полуйская возвышенность (междуречье Оби, Полуя и Надыма) более расчленена, а абсолютные отметки рельефа здесь колеблются от 120 до 216 м. С востока к ней примыкает Надымская низменность, понижающаяся на север, в сторону Обской губы от 110 м до уровня моря. Полярный Урал представлен осевой частью и восточным склоном горного хребта, высота которого здесь достигает 1333 м (гора Ханмей). На расположенной к юго-востоку предгорной возвышенности абсолютные отметки не превышают первых сотен метров.

Гидрографическая сеть выражена многочисленными реками, озерами и эстуарным бассейном. Самым крупным водотоком является р. Обь с двумя рукавами: Малая Обь и Большая Обь. В собственный эстуарий (Обская губа) река впадает несколькими протоками. Наиболее значительными притоками Оби являются реки Полуй и Куноват. На юго-востоке территория дренируется притоками Надыма – реками Ярудей, Хейгияха, Левая Хетта. Все равнинные водотоки обладают малыми уклонами, медленным течением и умеренной извилистостью. Горные реки имеют невыработанный ступенчатый продольный профиль, характеризуются сильным течением, изобилуют порогами и водопадами. На площади насчитывается несколько десятков тысяч озер; среди крупнейших – Ярато 1, Юдейнто, Орьялор.

Климат района субарктический, характеризуется коротким летом и продолжительной зимой. Средняя многолетняя температура колеблется от плюс 6–8°C в июле до минус 21–22°C в январе. Снежный покров устанавливается в конце сентября и сходит к середине июля. Лето прохладное, со значительным количеством осадков в виде дождя, реже – мокрого снега. Годовое количество осадков варьирует от 400 до 800 мм. Наличие многочисленных рек, озер, а также вечной мерзлоты обуславливает большую влажность. Ее полуденные значения летом составляют 50–70%, приближаясь в пасмурные периоды к 100%. Зимой преобладают ветры юго-западного, весной и осенью – северного и северо-западного, летом – северного направлений; нередки штормовые ветры силой до 8 баллов. В целом район отличается суровым климатом, который способствует сохранению мощной (до 300 м на севере) толщи многолетней мерзлоты. Сезонное оттаивание грунтов обычно происходит на глубину 0,4 м, редко – до 1,2 м. С юга на север происходит смена таежной зоны (через лесотундру) к тундровому поясу. В уральской части региона отчетливо выражена вертикальная климатическая зональность; на юге листа граница лиственничного редколесья поднимается до высот 300–500 м, по долинам ручьев распространена кустарниковая растительность.

Животный мир относительно беден в связи с использованием значительной части территории (особенно горной) для традиционного выпаса оленей. В дикой природе встречаются лось, бурый медведь, северный олень, россомаха, волк, песец, заяц, лиса, многочисленные грызуны и др. Мир пернатых представляют куропатки, совы – постоянные обитатели этих мест; весной прилетают утки, гуси, лебеди. В горных реках и озерах обычен хариус, отмечается голец; в равнинных водоемах распространены муксун, чир, сиг, хариус, язь, щука, окунь, карась и другие рыбы. На территории листа имеются заказники: Горно-Хадатинский комплексный ботанический и Куноватский биологический.

В административном отношении площадь принадлежит к Ямало-Ненецкому (большая, северная часть листа) и Ханты-Мансийскому автономным округам Тюменской области; на северо-западе небольшой участок относится к Республике Коми. Около 40% территории находится за Северным полярным кругом. Она характеризуется слабой освоенностью; промышленная и транспортная инфраструктура развиты недостаточно либо вовсе отсутствуют. От г. Воркута к г. Лабытнанги подходит железная

дорога; от последнего в северном направлении проложена железнодорожная ветка Обская–Бованенково. Предполагающееся строительство транспортного коридора Ивдель–Лабытнанги сейчас законсервировано. В Салехарде аэропорт способен принимать все типы современных самолетов. Главной водной артерией является судоходная река Обь. Грузоперевозки на большей части площади осуществляются тракторами, вездеходами, вертолетами, а в морозное время – автомобильным транспортом по зимникам. Коренное население (ненцы, манси, ханты), проживающее в основном в небольших поселках и факториях по долинам крупных рек, занимается оленеводством, рыбной ловлей, охотой.

Уральский сегмент территории обнажен хорошо; на дневную поверхность здесь выходят сложностроенные протерозойско-раннемезозойские образования. Напротив, платформенная часть относится к категории «закрытых»; на обширных пространствах под четвертичными осадками различной мощности залегают рыхлые мезозойско-раннекайнозойские отложения (в возрастном диапазоне от среднего триаса по неоген), а складчатый фундамент залегает там на больших глубинах.

Первые сведения о геологии изучаемого района появились в конце XIX–начале XX веков в работах А. П. Карпинского, Н. К. Высоцкого, Б. М. Житкова, Б. Н. Городкова. В настоящее время эти материалы представляют лишь исторический интерес, хотя в свое время они во многом определили направления исследований севера Западной Сибири. При этом одной из наиболее сложной оказалась проблема генетической и возрастной трактовки рельефообразующих позднекайнозойских отложений. Так, Б. Ф. Котт считал их водными (бассейновыми) образованиями, тогда как Н. К. Высоцкий – ледниковыми. Борьба сторонников и противников покровных оледенений на территории Субарктики происходила на протяжении почти всего XX столетия и не завершена поныне. В 1930–1940-е годы организуются экспедиции АН СССР, ЦНИГРИ, Уральского и Западно-Сибирского геологических управлений. Они проводились под руководством и при непосредственном участии крупных ученых и известных геологов. Отдельные районы Западно-Сибирской равнины изучали А. Л. Бер, В. Г. Васильев, В. В. Введенский, И. П. Герасимов, В. И. Громов, В. А. Дементьев, Я. В. Введенский, Р. С. Ильин, П. А. Никитин, В. А. Николаев, В. А. Обручев, Л. А. Рагозин, В. И. Сакс, В. Н. Сукачев, Я. С. Эдельштейн и др. Геологические обследования носили в основном маршрутный характер и базировались на осмотре естественных обнажений по долинам крупных рек. Были получены общие представления о строении четвертичных отложений, их генезисе и распространении, освещены также некоторые вопросы стратиграфии коренных пород и геоморфологии региона.

Планомерное изучение территории началось с 1950-х годов проведением ВСЕГЕИ геологического картирования в масштабе 1:1 000 000 (М. Н. Бойцов, 1953; В. К. Хлебников, 1953; Я. М. Гройсман, 1954; В. С. Чекунова, 1954; И. М. Битерман, 1953) в пределах трапеций Q-42 и Q-43. В общегеологических и минерагенических работах основное участие приняли Ю. С. Бушканец, Г. Д. Беляков, В. А. Черкасов, К. И. Прохорова, А. В. Хлебников и др. Ими положено начало детального изучения

домезозойских образований Полярного Урала и связанных с ними полезных ископаемых. Разработанные этими авторами стратиграфические построения во многом были подтверждены позднейшими исследованиями. В период с 1944 по 1960 г. создано также несколько схем стратиграфии мезозоя и кайнозоя Западной Сибири. Для северных ее районов особо следует отметить исследования новейших отложений, выполненные В. Н. Саксом (1951–1955 гг.). На основе этих обобщающих работ разработана единая региональная стратиграфическая схема квартера данного субрегиона, которая в 1954 г. была принята в качестве рабочей. Помимо В. Н. Сакса соавторами ее явились С. Г. Боч, И. И. Краснов, В. И. Соколов, С. Б. Шацкий, В. К. Хлебников. В ней нашла отражение идея синхронности оледенений с регрессиями, а межледниковий – с трансгрессиями. В 1956 г. в г. Ленинград на Межведомственном стратиграфическом совещании разработана, а в 1960 г. в г. Новосибирск уточнена и принята первая унифицированная стратиграфическая схема Западно-Сибирской низменности.

В 1960–1980-х годах на Полярном Урале проводятся геологосъемочные, поисковые и геофизические работы среднего и крупного масштабов, а также тематические исследования, касающиеся стратиграфии, магматизма и металлогении района. Основная роль в их выполнении принадлежит В. Н. Охотникову, М. Л. Кузьмину, А. А. Травникову, А. И. Суханову, А. К. Афанасьеву, А. В. Цымбалюку, С. Г. Караченцеву, Ю. Ю. Эрвье, В. А. Чепкасову, Л. Л. Подсосовой, Ю. Е. МолдавANCEVУ, Н. А. Сирину, И. Д. Соболеву, В. Г. Криночкину, А. Ф. Морозову, В. А. Пономареву, В. Н. Воронову, В. П. Еремину, А. П. Прямоносову, Ю. Н. Никитину, Н. И. Литовченко и др. В этот же период большой вклад в изучение геологического строения и полезных ископаемых Полярного Урала внесли специалисты Геологического института Коми филиала АН СССР (А. И. Першина, В. Н. Пучков, В. В. Юдин, Э. С. Щербаков, М. В. Фишман, Б. А. Голдин, В. А. Дедеев, Л. З. Аминов, Н. И. Тимонин и многие другие) и ВСЕГЕИ (Н. Г. Берлянд, О. А. Кондияйн, А. Г. Кондияйн, Р. И. Ерошевская, А. С. Мельников, Б. М. Михайлов, Ю. Д. Смирнов, Н. А. Румянцева, А. П. Казак и др.). Тогда же на территории Западно-Сибирской платформы начинается поисково-разведочное бурение на углеводороды, сопровождаемые комплексными геофизическими работами; в результате были открыты месторождения нефти и газоконденсата.

Систематические геофизические исследования территории листа Q-42 начались в 1950 г. аэромагнитной съемкой масштаба 1:1 000 000, выполненной НИИ геологии Арктики (Ю. С. Глебовский, Д. В. Левин, В. Н. Сакс). В настоящее время площадь полностью покрыта аэромагнитометрическими картами масштаба 1:200 000, а на 90% – высокоточными съемками масштаба 1:50 000. По результатам работ проведено районирование территории в зависимости от характера аномального магнитного поля, выявлены особенности геологического строения домезозойских пород, установлены связи тектоники фундамента и платформенного чехла. Гравиметрические работы масштаба 1:1 000 000 впервые проведены Западно-Сибирским геофизическим трестом (Г. С. Бутаков, 1956 г.). В том же году начата планомерная гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000

(И. Э. Зоммер, Г. С. Бутаков, Г. П. Чамагуа); уже к 1984 г. вся трапеция покрыта среднемасштабной гравиразведкой, выполнено районирование площади по характеру поля. На основе комплексной интерпретации гравимагнитных данных составлены структурные карты (иногда с элементами прогноза локализации комплексов, благоприятных на поиски углеводородов), определены соотношения тектонических элементов фундамента и чехла, намечены перспективные структуры для постановки сейсморазведочных работ.

На первом этапе выполнялось маршрутное сейсмопрофилирование МОВ, КМПВ, речная сейсморазведка и зондирование методом преломленных волн (В. К. Коркунов, Н. И. Рябова, Н. А. Степанов, А. К. Шмелев и др.). Эти работы имели большое практическое значение как основа для региональных тектонических построений и (вместе с другими геофизическими данными) для постановки сейсмопоисковых работ. Прорыв в развитии геологической сейсморазведки пришелся на 70-е годы, когда были освоены многократные системы наблюдений в МОВ. Благодаря присутствию в разрезе чехла нескольких четких и выдержанных по площади отражающих горизонтов (А, Т, Б, М, Г), сейсмогеофизика стала основным методом дистанционных исследований; в частности она широко использовалась и при создании настоящего комплекта ГК-1000/3.

В 1954–1976 гг. географическим факультетом МГУ и Вторым Гидрогеологическим управлением (В. М. Валях и др., 1968) выполнен большой объем инженерно-геологических исследований (в масштабах 1:200 000, 1:500 000 и 1:1 000 000), охватывающих бассейн низовьев Оби. В сводных материалах освещены вопросы геологического строения, показаны связи современного рельефа с неотектоникой, охарактеризованы физико-механические свойства грунтов, установлены закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий платформы, изучены экзогенные геологические процессы, составлена карта инженерно-геологического районирования Западной Сибири масштаба 1:500 000. По результатам этих работ впоследствии (1985 г.) издан комплект графических документов разного геологического содержания (под редакцией В. Т. Трофимова), в том числе и «Карта грунтовых толщ Западно-Сибирской плиты» масштаба 1:1 000 000.

Сведения по тектонике и нефтегазоносности района нашли отражение на ряде специализированных и прогнозных карт, составленных коллективами СНИИГГиМС и ЗапСибНИГНИ (совместно с другими научно-исследовательскими и производственными организациями) под редакцией Н. Н. Ростовцева, В. С. Суркова, И. И. Нестерова. Вопросы стратиграфии, палеогеографии, тектоники, гидрогеологии в связи с нефтегазоносностью региона рассмотрены в публикациях В. С. Бочкарева (1978, 1990), Ю. В. Брадучана (1986), А. А. Булыниковой (1972), В. А. Захарова (1983), А. Э. Конторовича (1975), И. И. Нестерова (1971, 1979), Л. В. Ровниной (1972), В. С. Суркова и О. Г. Жеро (1971, 1981), Н. Н. Ростовцева, Б. П. Ставицкого, В. М. Магусевича, Г. С. Ясовича и др. Наиболее весомый вклад в изучение геологии и истории формирования Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции внес коллектив СНИИГГиМС под руковод-

ством В. С. Суркова: серия мелкомасштабных (1:1 500 000) карт иллюстрирует строение земной коры в целом и доюрского фундамента платформы в частности. Авторы указывают на заметную унаследованность структуры комплекса верхнеюрско-нижнемеловых отложений от домезозойских тектонических форм. Выше по разрезу подобная зависимость затухает, подчиняясь в кайнозойе воздействиям движений иного плана. Среди других мелкомасштабных исследований выделим обобщающие и специальные тематические работы с составлением обзорных карт различного геологического содержания (П. П. Генералов, А. П. Астапов, Ю. П. Черепанов, И. Л. Кузин, А. Е. Бабушкин, С. Б. Шацкий и др.).

С конца 1970-х годов осуществляется новый цикл геолого-картосоставительских исследований: групповая геологическая съемка масштаба 1:200 000 (О. Н. Грязнов и др., 1980), космофотогеологическое картирование масштаба 1:1 000 000 Западно-Сибирской платформы (А. С. Лавров и др., 1983), а также АФГК-200 в северо-западной (М. С. Долотов и др., 1981) и юго-западной (Ю. Н. Никитин и др., 1986) частях листа. Авторами последних отчетов по среднемасштабным геологосъемочным работам (уже второго поколения) являлись на Урале А. П. Прямоносов и др. (2001 г.), В. С. Ивановский и др. (2001 г.), А. В. Душин и др. (2008, 2013 гг.), в Западной Сибири – А. П. Астапов и др. (1998 г.). Территорию листа охватывает также региональное геоэкологическое картирование масштаба 1:1 000 000, выполненное для севера Тюменской области (отв. исп. В. В. Масленников, 1998). Геологические карты разных масштабов и все научные разработки по стратиграфии, магматизму, тектонике и полезным ископаемым региона, созданные за предшествующий период, были положены в основу Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листов Q-42, 43 (новая серия), утвержденной НРС к изданию в 1988 г.; в 1996 г. эта карта издана под редакцией С. Б. Шацкого и А. Е. Бабушкина. Отображенная на ней информация уже далеко не полностью отвечает современным требованиям и состоянию изученности. Поэтому, кроме материалов ранних лет, в настоящей работе учтены и геологические данные, полученные в период с 1988 по 2013 г.

Многочисленные тематические и опытно-методические исследования, проведенные в это время геологами ПГО «Полярноуралгеология», Полярно-Уральской экспедиции ПГО «Главтюменьгеология», ИГ КНЦ РАН, ИГГ УрО РАН, СНИГЭ УГГУ, ЗапСибНИГНИ, ФГУП «ВСЕГЕИ» и других организаций на территории листа, позволили уточнить положение и детализировать состав подразделений практически всех известных здесь возрастных диапазонов. Для слабообнаженных участков использованы материалы поисково-картировочного бурения, результаты дешифрирования аэрофото- и космоматериалов различных масштабов, а также данные гравиразведки и магниторазведки. На рассматриваемой площади недавно пробурены и изучены Янгиюганская (В. А. Крупеник и др., 2012) и Ярудейская (В. И. Горбачев и др., 2008) параметрические скважины, проведена полномасштабная интерпретация сейсмического профиля на Полярно-Уральском трансекте (А. В. Рыбалка, 2008). Для зоны проектируемой железной дороги Ивдель–Лабитнанги в ФГУП «ВСЕГЕИ» был составлен комплект

геологических карт масштаба 1:500 000, выполнен системный анализ рудоносности региона, охарактеризована минерагеническая зональность, проведено уточнение площадей развития известных и вновь установленных минерагенических таксонов (рудных районов, узлов, зон). Результаты этих работ отражены в монографии «Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала» (А. Н. Мельгунов и др., 2010 г.). Итоги длительного (с 1980-х годов до конца века) изучения молодой платформы подведены в монографии «Геология и полезные ископаемые России. Западная Сибирь» под редакцией А. Э. Конторовича и В. С. Суркова (2002 г.). Аналогичное обобщение сведений по складчатому поясу сделано в томе «Геология и полезные ископаемые России. Урал» под редакцией О. А. Кондаина и др. (2011 г.). В последних работах по гидрогеологии оценены ресурсы подземных вод хозяйственно-питьевого назначения (А. В. Соколова, Н. А. Провоторова и др., 2000). Чуть позже выполнено обобщение материалов, в масштабе 1:2 500 000 составлены карты гидрогеологического районирования и дифференциации по бассейнам стока зоны свободного водообмена, сопровождаемые схемами гидрогеологической стратификации структур I и II порядка Западно-Сибирского региона (Л. А. Шнайдер, А. В. Соколова и др., 2003). Опережающая геофизическая основа на территорию листа Q-42 подготовлена в 2000 г. ФГУП «ВИРГ-Рудгеофизика», актуализирована ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2012 г. (Т. П. Литвинова). Трапедия обеспечена цифровой топоосновой (ЦТО) масштаба 1:1 000 000, созданной в ФГУНПП «Росгеолфонд». Дистанционная основа (ДО) того же масштаба выполнена в НИИКАМ на основе снимков отечественных космических станций; использовались также дистанционные основы, созданные ВСЕГЕИ по материалам Landsat 7.

Созданный комплект увязан с изданными картами масштаба 1:1 000 000 третьего поколения смежных листов Q-41 (М. А. Шишкин и др., 2008) и R-42 (Е. К. Ковригина и др., 2011); учтены также материалы подготовленной к изданию ГК-200/2 прилежащих трапедий Q-41-VI (М. А. Шишкин и др., 2005), Q-41-XII (А. П. Прямоносков и др., 2001), R-42-XXXI, XXXII (В. А. Душин и др., 2003), Q-43-I, II (Я. Э. Файбусович и др., 2009).

Работа выполнялась в отделе региональной геологии и полезных ископаемых Урала и Западной Сибири ФГУП «ВСЕГЕИ»; заведующий отделом А. Н. Мельгунов постоянно оказывал авторам помощь в организации работ, их научном и методическом сопровождении. Авторами комплекта являются А. Л. Коновалов (отв. исп.), А. П. Казак, А. В. Жданов, Н. А. Румянцева, А. В. Черкашин (ФГУП «ВСЕГЕИ»); Л. И. Зылёва, К. В. Коркунов, В. А. Денисов, Ю. П. Черепанов, Л. П. Новикова, Л. А. Хрякова (ООО «ГЕОТЭКС»). Составители баз данных: В. А. Ободов, Л. П. Новикова. Цифровые модели подготовлены К. В. Коркуновым, А. В. Черкашиным, С. И. Годжаевой, Е. А. Степановой, Е. А. Лебедевой, В. А. Ободовым, С. Н. Галишевой, Т. Л. Полянской, Л. О. Пиньковой, Т. С. Сай, А. И. Чистяковой, Г. Г. Черданцевой. Главный научный редактор материалов – А. В. Жданов. В полевых работах по объекту принимали участие

А. Л. Коновалов, А. В. Черкашин, В. А. Ободов (ВСЕГЕИ); Л. И. Зылёва, Л. П. Новикова (ГЕОТЭКС).

Большая роль в методическом и организационном обеспечении исследований принадлежит руководителю проекта по Госгеолкарте-1000 (третье поколение) М. М. Свириденко. Существенное содействие в их выполнении оказали генеральный директор ФГУП «ВСЕГЕИ» О. В. Петров, его заместитель по региональным работам Е. А. Киселёв (впоследствии – В. Р. Вербицкий), а также генеральный директор ООО «ГЕОТЭКС» И. П. Самойлова. Помимо названных лиц авторы и редактор выражают признательность В. П. Водолазской, Е. К. Ковриной, Д. Н. Ремизову, С. И. Стрельникову, Л. И. Лукьяновой, Н. В. Петушковой, А. Н. Тимашкову, С. В. Кашину, В. А. Михайлову (ВСЕГЕИ); Н. С. Каленковичу (ПУГГП), В. А. Душину, О. П. Сердюковой (СНИГЭ УГГУ), Я. Э. Файбусовичу (ЗапСибНИИГТ), О. В. Удориной (ИГ КНЦ УрО РАН) и другим геологам, оказавшим разностороннюю научно-методическую, консультативную и организационную поддержку в осуществлении этой работы.

---

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа развиты метаморфические, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования от протерозоя до квартера включительно. Докембрийские породы слагают картируемые с поверхности стратиграфические подразделения в ранге серий и свит, а также вскрыты скважинами в фундаменте Западно-Сибирской платформы. Палеозойские отложения (от позднего кембрия по карбон включительно) картируются узкой полосой на северо-западе листа; под чехлом платформы (по данным бурения) толщи в возрастном интервале от ордовика до перми распространены на значительных площадях. Гетерогенный фундамент (он включает и триасовые отложения) перекрыт морскими и континентальными осадками, формирующими мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской платформы, мощность которого возрастает в восточном направлении до 4500 м. Плиоцен-четвертичные отложения распространены почти повсеместно. Расчленение геологического разреза произведено в соответствии с Легендой Западно-Сибирской серии листов ГК-1000/3 (включая фигурирующие в ней автономно фрагменты Полярно-Уральской СЛ-200), а также с учетом дополнений и изменений, внесенных в нее авторами. Корреляция стратиграфических подразделений отражена в условных обозначениях зонального (матричного) типа.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

Данное весьма обширное по возрасту подразделение общей шкалы включает здесь (без «переходных» вендско-кембрийских образований) 15 стратонов; из них 10 являются валидными (свиты, серии).

### НИЖНИЙ(?) ПРОТЕРОЗОЙ

Нижнепротерозойские образования выделяются на Полярном Урале и в составе складчатого фундамента Западно-Сибирской платформы условно, по аналогии с более южными районами и данными геофизики.

Ханмейхойская свита (PR<sub>1</sub>?*hn*) выделена впервые А. В. Цымбалюком [409]. Она широко распространена в Харбейской подзоне Харбейско-Марункеуской СФЗ, в виде вытянутой в северо-западном

направлении полосы протяженностью около 70 км при ширине 40–60 км, в пределах водоразделов рек Ханмей, Харбей, Лонготъёган. Далее она разворачивается к северо-востоку и прослеживается на расстояние около 60 км при ширине до 12 км, обрамляя гнейсово-амфиболитовые образования Марункеуского комплекса. Породы свиты интенсивно дислоцированы, осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью, с проявлениями рассланцевания и порфиробластеза, с многочисленными послойными срывами. Нижняя и верхняя границы свиты везде тектонические. Некоторые исследователи считают, что верхняя граница свиты проходит по подошве «проблемных» конгломератов, относимых к базальным слоям няровейской серии (ручьи Поетарка, Саль-Тальба и др.), но в столь напряженной тектонической структуре, в которую собраны сланцевые и гнейсо-амфиболитовые образования, говорить о картируемых стратиграфических несогласиях не имеет смысла.

Нижние горизонты гнейсово-амфиболитового разреза обнажаются в наиболее эродированных участках, в бассейнах рек Евъёган, Малый Ханмей, в истоках р. Лаптаеган. Они сложены меланократовыми, чаще всего очковыми (округлые выделения альбита размером до 5 мм), альбитизированными роговообманковыми (с гранатом) амфиболитами. Выше по разрезу наблюдается увеличение равномернозернистых полевошпатовых мезократовых и лейкократовых олигоклаз-роговообманковых амфиболитов, амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов. Падение пород восточное, под углом 40–60°. Между всеми разновидностями пород наблюдаются взаимные переходы, контакты нечеткие и согласные со сланцеватостью.

Состав верхней части разреза более разнообразный. Здесь наблюдается значительное количество слюдяных плагиогнейсов, переслаивающихся с амфиболитами, при некотором преобладании последних. Количество гнейсов в различных участках свиты непостоянно, но в целом наблюдается увеличение их роли вверх по разрезу, достигая 40–50 % объема в ее верхней части. В северо-восточной части ареала распространения свиты (только междуречье ручьев Лида-Шор и Няро-Шор), встречаются значительные по размерам (до 1,5 км) будины эклогитизированных пород. Иногда отмечаются прослой дистен-ставролитовых двуслюдяных гнейсов (руч. Яр-Шор). Присутствуют редкие линзы мраморов [67].

Проявление процессов интенсивной метасоматической гранитизации привело к возникновению большого количества разнообразных плагиогнейсов, образовавшихся по амфиболитам. Однако первичный состав гранитизированного субстрата обычно устанавливается достаточно определенно, что позволяет проводить стратиграфическую корреляцию пород гранитизированных участков и их положение в разрезе гнейсо-амфиболитов. Очаговое развитие гранитизации дает возможность наблюдать первичный «догранитизационный» метаморфический субстрат лишь на отдельных участках, к которым и приурочено максимальное распространение очковых альбитизированных амфиболитов. Метаморфиты вмещают пластообразные залежи плагиогранитов, плагиогранито-гнейсов, микроклиновых гранитов. Сопоставление химического состава амфиболитов с магматическими породами указывает на значительное сходство их с базальтоидами известково-

щелочного ряда. По особенностям химизма амфиболиты (метабазальты) относятся к группе низкотитанистых, отчасти существенно кальциевых пород. Расчет уравнений дискриминантных функций по В. А. Кутолину [149] показал, что амфиболиты аналогичны траппам древних платформ [67]. В гнейсах, амфиболитах известны проявления метаморфогенной ильменит-рутил-гематитовой минерализации, в них же размещаются мелкие проявления секущей золото-сульфидно-кварцевой и полиметаллической минерализации. Проявления мелкие неперспективные.

Раннепротерозойский возраст протолита этих образований обоснован изотопно-геохронологическими датировками, полученными в последнее время Pb-Pb методом ТИЭ ( $Pb^{207}/Pb^{206}$ ), А. А. Краснобаевым (1986 г.) по цирконам – 2220 и 1730 млн лет. Позднее тем же методом по малым навескам цирконов из гранат-биотитового гнейса (левобережье р. Харбей) был установлен (Университет штата Северная Каролина, США) возраст  $2071 \pm 25$  млн лет. При этом сами исследователи отмечают, что данные образования относятся большей частью к парагнейсам [208, 210]. Амфиболиты не опробовались.

В процессе полевых работ в рамках объекта был отобран ряд проб из гнейсов и амфиболитов на правобережье р. Большой Харбей и левобережье р. Большой Хадата. По единичным зернам цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) получены новые изотопные датировки. Для альбититовых амфиболитов руч. Ровный (правобережье р. Большой Харбей), получены два конкордантных возраста (прил. 7):  $555 \pm 4$  лет (СКВО = 0,27,) и  $431 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0,56); последний, вероятно, датирует эндогенное событие, связанное с поздним метаморфизмом. Гранитизированные амфиболиты руч. Широкий показали значения конкордантного возраста  $577 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,95) и  $529 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,27). Гранатсодержащие гнейсы (правобережье р. Большой Харбей) имеют конкордантный возраст (прил. 7)  $582 \pm 5$  млн лет (СКВО = 1,16). Гнейсы р. Большая Хадата, ее левых притоков – руч. Базовый и Няровойхадата (верхнее течение) – показали группу конкордантных возрастов (прил. 7) в  $675 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,22),  $623 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,0011),  $599,8 \pm 4$  млн лет (СКВО = 1,3) и  $556 \pm 8,7$  млн лет (СКВО = 0,28). Всего в результате проведенных исследований продатировано около 90 зерен цирконов из ортогнейсов и амфиболитов, отобранных в различных частях свиты. Группа конкордантных возрастов ( $675 \pm 5$ ;  $623 \pm 5$ ;  $599,8 \pm 4$ ;  $582 \pm 5$ ;  $577 \pm 5$  млн лет) указывает на вероятный позднерифейско-ранневендский возраст протолита. Нельзя исключить появление и более древних позднепротерозойских дат как и в случае со считавшимися до этого нижнепротерозойскими гнейсово-амфиболитовыми няртинской и неркаюской свитами на Приполярном Урале, а также городищенской свитой на Южном Урале, относимыми ныне к нижнему рифею. В то же время известные еще более древние (реннепротерозойские) значения [210], по мнению авторов записки, связаны с опробованием парагнейсов. В пробах таких пород можно получить любой возраст, вплоть до архейского. Конкордантные даты –  $555 \pm 4$ ;  $529 \pm 5$  млн лет скорее всего показывают время высокотемпературного (амфиболитового) метаморфизма; разница во времени между двумя

эндогенными событиями (магматическим и метаморфическим) составляет 30–75 млн лет. Последующие «реперные» события ( $431 \pm 4$  млн лет), вероятно, указывают на более поздний этап динамотермальных преобразований. Учитывая это, а также самое нижнее положение ханмейхойской свиты в «непрерывно стратифицированной» части гнейсово-амфиболитового разреза, время ее формирования следует полагать рифейским; по первичному составу пород она вполне сопоставима со среднерифейской минисейшорской свитой на западе Харбейской подзоны. Однако по предложению главных редакторов Западно-Сибирской СЛ-1000 и Полярно-Уральской СЛ-200 возраст свиты условно показан раннепротерозойским. Мощность стратона – 1500–2000 м.

Лаптаюганская свита ( $PR_1?lp$ ) впервые выделена А. В. Цымбалюком в 1954 г. [409]. Закартирована [67, 201, 311] в Харбейской подзоне Харбейско-Марункеуской СФЗ, где образует протяженные полосы, нередко ограниченные разрывными нарушениями. Нижняя ее граница при стратиграфических соотношениях проводится по подошве безгранатовых амфибол-биотитовых и амфиболовых гнейсов в пачке ритмично переслаивающихся пара- и ортопород; верхняя – по кровле пачки сходных гнейсов, контактирующих с кристаллосланцами париквасьшорской свиты. В. Н. Воронов [300] и А. Л. Клопов [340] предполагают согласное(?) залегание между париквасьшорской и лаптаюганской свитами. По правобережью р. Большой Харбей контакт между этими стратонами нечеткий и выражается появлением в составе последней прослоев слюдяно-кварцевых (главным образом мусковитовых) кристаллосланцев с постепенным увеличением их количества вверх по разрезу и резким преобладанием уже в париквасьшорской свите.

В обнажениях по руч. Яршор свита сложена достаточно тонким (до первых дециметров) переслаиванием амфиболовых гнейсов, амфиболитов и парагнейсов, участвующих в строении отдельных пачек мощностью 1,5–3 м, которые в свою очередь также имеют определенную ритмичность, иногда с участием прослоев кварцитов и мраморов. На руч. Костальбей наблюдается карбонатно-кварцито-гнейсовый разрез мощностью около 200 м, содержащий амфиболиты в небольших прослоях. Мощность мраморов здесь не превышает первых десятков метров, чаще же составляет 0,2–0,5 м. Среди кварцитов обнаружены прослой гондитов (10–30 см), породы состоят из граната (спессартина) и кварца [68]. Венчает разрез свиты обычно существенно гнейсовая пачка с прослоями пара- и орто-амфиболитов мощностью не более 300 м. Повсеместное развитие наложенных диафорических парагенезисов (яркий пример – оз. Порцелор) давало основание параллелизовать ее с няровейской серией [81]. Вверх по разрезу количество полевошпат-слюдяно-кварцевых пород, как правило, увеличивается. Очковые альбитовые амфиболиты присутствуют там в подчиненном количестве, образуя согласные изолированные прослои. В амфиболитах наблюдаются метасоматические изменения (фельдшпатизация, эпидотизация) с появлением лейкократовых существенно полевошпатовых пород. К подобным же участкам приурочены и отдельные разрозненные маломощные (не более нескольких метров) тела розовых микроклиновых

гранитов, характеризующихся четкими контактами, относительно однородным составом и часто отсутствием гнейсовидных текстур. В целом, для района верховьев рек Малый Харбей–Лаптаеган гранитизация в породах описываемой свиты проявилась незначительно.

Амфиболиты характеризуются повышенными содержаниями титана (до 2,26%), щелочей, в том числе калия (до 5,5%), сумма железа – до 20,48%, фосфора – до 0,55%, отвечая субплатформенным составам. При этом количество  $\text{SiO}_2$  доходит до 57% (метаандезиты), свидетельствуя об известково-щелочном тренде эволюции. Плаггиогнейсы и кварциты близки по химизму, отвечая в целом метаграуваккам. Мраморы показывают резкие вариации кремнезема (1,58–13%, в сильно окварцованных разностях – 60%) при содержании оксида кальция 45,3–53,6% и низкой магнезиальности (0,6–2,14%). Спектры РЗЭ метаморфитов лаптаюганской свиты характеризуются отрицательной тенденцией, проявленной более интенсивно у кислых пород ( $\text{La/Yb} = 5,49\text{--}8,69$ ) и в меньшей степени у амфиболитов ( $\text{La/Yb} = 1,38\text{--}3,82$ ); глубина европиевого минимума для обеих разностей достаточно близка ( $\text{Eu/Eu}^* = 0,66\text{--}0,86$ ). Разброс суммы РЗЭ, напротив, очень велик – от 87,67 до 236,91 г/т [68]. Металлогеническая специализация таксона определяется предпочтительным размещением здесь скарновой молибденит-шеелитовой, метаморфогенной ильменит-рутил-гематитовой и секущей жильной полиметаллической минерализации.

Раннепротерозойский возраст свиты принимался по ее положению в разрезе метаморфических образований, а также на основании изотопной датировки (прил. 7) полученной Pb-Pb методом (ТИЭ) по цирконам из гранат-биотит-мусковитовых кристаллосланцев – 1765 млн лет [208, 210]. Современное датирование (на SHRIMP-II) цирконов из пород свиты не проводилось. Учитывая несомненную параприроду подвергнутого анализу субстрата, а также факт согласного залегания стратона между радиологически изученными ханмейхойской и париквасьшорской свитами, возраст рассматриваемого подразделения, по мнению авторов записки, позднерифейский. Как и в предыдущем случае, по предложению главных редакторов Западно-Сибирской СЛ-1000/3 и Полярно-Уральской СЛ-200/2, время формирования лаптаюганской свиты решено условно принять раннепротерозойским. Мощность ее достигает 1300 м.

Гнейсово-амфиболитовая толща ( $\text{PR}_1?ga$ ) показана только на карте доюрских образований. Раннепротерозойские(?) стратоны считаются одними из наиболее древних в фундаменте Западно-Сибирской платформы. К ним обычно относят породы, претерпевшие наибольший динамотермальный метаморфизм – соответствующий амфиболитовой фации. Под таким (но без знака вопроса) возрастным символом они показаны и на соседних трапециях Q-41 и P-42. На территории листа Q-42 эти образования слагают несколько узких тектонических блоков в пределах Тапсуйско-Малообской и Амнинско-Хадьтаяхинской СФЗ; они вскрыты бурением на «Ярсалинской», «Нижнекуноватской», «Самутнельской» и «Лахсынкой» нефтеразведочных площадях на глубинах от 900 до 1700 м. Для участков развития толщи характерны контрастная мозаичность геофизических полей, наличие дугообразных и полукольцевых («вихревых») магнитных

аномалий (что обычно характеризует блоковые структуры), их сочленение «встык» и наложение нескольких структурных планов [123]. По составу они могут быть вполне сопоставимы с глубоко метаморфизованными стратифицируемыми образованиями более южных частей Восточно-Уральского мегантиклинория – адуйским, ильиновским, ильменогорским комплексами, мариинской свитой и др. В то же время следует учитывать новые данные изотопного датирования, полученные на восточном склоне Полярного Урала, где дорифейский возраст подобных метаморфитов пока не нашел подтверждения. Для гнейсово-амфиболитовой толщи они отсутствуют вовсе. Мощность таксона по геофизическим параметрам может превышать 2000 м.

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Подразделения, не расчлененные до эратем, фиксируются только в фундаменте Западно-Сибирской платформы; возраст их также определяется условно.

Вулканогенно-кристаллосланцевая толща (PR<sub>2</sub>?vk) выделена по данным глубокого бурения и комплексным геофизическим данным [361] под осадочным чехлом в Энзорско-Хейгияхинской СФЗ; там скважинами обычно на больших глубинах вскрываются различно метаморфизованные породы. В северо-восточной части территории они могут отождествляться с обобщенным вулканогенно-кристаллосланцевым разрезом. Так, на глубине около 2600 м найдены массивные кварциты с биотитом (скв. 10), на других участках – брекчированные углеродистые известняки (скв. 4), рассланцованные андезиты и базальты, а также карбонатизированные слюдяно-альбит-кварцевые сланцы, которые чередуются с кварц-альбит-мусковитовыми сланцами (скв. 5). За восточной рамкой листа скважной на глубине 4505 м (Надымская площадь) вскрыты кристаллические породы фундамента, представлены углеродисто-слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с амфибол-гранат-плагиоклаз-двуслюдяно-кварцевыми и биотит-кварц-альбитовыми кристаллосланцами, метабазальтами, метатуфоловами кислого состава. Контакты толщи с девонскими и каменноугольными отложениями в пределах площади листа Q-42 тектонические. Прямыми (палеонтологическими, изотопно-геохронологическими) методами время накопления вулканогенно-кристаллосланцевой толщи не установлено. Косвенным указанием в пользу принятого позднепротерозойского ее возраста может служить степень регионально-метаморфизма пород. По минеральным ассоциациям она определяется как средняя (от высокотемпературной биотит-хлоритовой субфации ФЗС до эпидот-амфиболитовой фации) при «латерально-зональном» характере преобразований. Мощность толщи – более 1000 м.

Кварцито-кристаллосланцевая толща (PR<sub>2</sub>?kk) распространена в Амнинско-Хадытаяхинской СФЗ, где представлена кристаллосланцами различного состава, метапесчаниками, кварцитами и серицит-кварцевыми сланцами, обрамляющими гнейсово-амфиболитовые метамор-

фиты в пределах докембрийских выступов (блоков) фундамента. Эти образования вскрыты скважинами 6-КП (инт. 467–475 м), 7-КП (инт. 383–412 м), 35-Пр (инт. 434–505 м) на «Пуйковской площади». Палеонтологические остатки не обнаружены, радиологические определения возраста отсутствуют. Предполагается, что толща со структурным несогласием залегает на нижнем протерозое. На различных участках площади листа ее отложения с угловым несогласием перекрываются (достоверно или предположительно) разновозрастными стратонами. Выделяемое подразделение может быть скоррелировано с целым рядом докембрийских таксонов Уральской складчатой системы; на «Восточном Урале» наиболее близки к нему по составу среднерифейские игишская свита и куяшская толща, а также верхнерифейские арчаглинская свита и светлинская толща. Исходя из этого и учитывая сравнительно невысокую степень метаморфических преобразований, возраст кварцито-кристаллосланцевой толщи принимается условно позднепротерозойским. Мощность толщи – 600–700 м.

Кристаллосланцево-гнейсовая толща (PR<sub>2</sub>?kg) широко развита на западе северной оконечности Тапсуйско-Малообской СФЗ, где слагает ядра локальных антиклиналей. В пределах территории листа Q-42 обнаружена двумя скважинами на «Пугор-Пугольской площади». На соседнем к западу листе (Q-41) подобные образования вскрыты глубоким бурением по Азово-Мужинскому профилю [72]. В этих разрезах стратон сложен графит-кварц-амфиболовыми, биотит-мусковит-эпидот-кварцевыми, гранат-биотит-мусковит-кварцевыми, хлорит-кальцит-кварцевыми кристаллосланцами. Кроме того, в строении толщи принимают участие кварциты, графит-кварцевые сланцы, парагнейсы разного состава, гранитогнейсы. С угловым несогласием выделяемое подразделение перекрывается мезозойскими свитами: даниловской (J<sub>2</sub>–K<sub>1</sub>) либо федоровской (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>), либо викуловской (K<sub>1</sub>). Граница с нижним протерозоем – тектоническая. Радиоизотопные и палеонтологические датировки возраста рассматриваемых отложений отсутствуют. Породы преобразованы в условиях «латерально-зонального» метаморфизма (от среднетемпературной субфации ФЗС до эпидот-амфиболитовой фации); в частности, все наблюдаемые «гнейсы» относятся к разряду «альбитовых». Впоследствии кристаллосланцево-гнейсовая толща была частично подвержена низкотемпературному диафорезу.

По относительной пестроте состава выделяемое подразделение может быть сопоставлено с верхнерифейской немурюганской свитой Харбейского антиклинория, а также с целым рядом рифейских стратонов более южных частей «открытого» Урала. На основании приведенных косвенных признаков, с одной стороны, вероятность принадлежности таксона к нижнему протерозою практически исключается, с другой – оправданным можно считать его «широкое» датирование – в диапазоне всего верхнего протерозоя. Под таким индексом подобные образования закартированы и на смежных листах ГК-1000/3: у восточной рамки трапеции Q-41 и в юго-западной части трапеции P-42. В полях, отвечающих стратону, на геофизических картах располагаются отрицательные магнитные аномалии, которые могут рассматриваться как перспективные на железные руды скарного типа. Предполагаемая мощность толщи не превышает 800 м.

## Средний рифей

Няровейская серия ( $RF_2?nr$ ), тогда как стратон, не расчленяемый более подробно, была выделена в середине прошлого века (С. Д. Беляков, Ю. С. Бушканец, 1954). В таком виде эти образования закартированы у западной рамки листа. Впоследствии серия была разделена на две свиты: верхнехарбейскую и минисейшорскую – в соответствии со схемой IV УрМСС [234] («Стратиграфические схемы...», 1993). Возраст (весьма условно) был принят среднерифейским на основании ее положения в разрезе «структурно ниже» мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами IV (укского) комплекса рифея, с которыми она имеет тектонические контакты. Мощность нерасчлененного таксона здесь 1500–1900 м.

Верхнехарбейская свита ( $RF_2?vh$ ) распространена в Харбейско-Марункеуской СФЗ, где картируется в виде отдельных полос северо-северо-восточного простирания шириной 2–6 км при общей протяженности более 50 км. Наиболее полно она представлена в обнажениях и фрагментах разреза по ручьям Саль-Тальба, рекам Гена-Хадата (нижнее течение), Пэсавейяха, Каскадный, Поетарка (верховья). Нижняя граница ее повсеместно тектоническая; верхний контакт на большей части территории тоже тектонический, в случаях стратиграфических соотношений он проводится в подошве первого пласта минисейшорских углеродсодержащих сланцев.

По А. В. Цимбалюку [64], в основании свиты залегает пачка метаморфизованных полимиктовых «конгломератов», переслаивающихся иногда с маломощными пачками «гнейсо-сланцев», огнейсованных аркозовых песчаников и гравелитов мощностью от первых метров до 300 м. «Гальки конгломератов сильно раздавлены»; размер их достигает 30 см. В составе «галея» преобладают микроклин-пертитовые граниты, гнейсо-граниты (часто с микропегматитовой структурой), обычно альбитизированные и эпидотизированные; встречены также кварциты, кварц, хлоритизированные слюдяные гнейсы, хлорит-амфиболовые ортосланцы, иногда амфиболиты, массивный магнетит. «Цемент» конгломератов мусковит-альбит-кварцевого, глаукофан-эпидот-полевошпатового, хлорит-альбит-кварцевого состава характеризуется гранолепидо- и лепидогранобластовой структурой. Местами образования свиты интенсивно гранитизированы с возникновением мигматитов и инъекционных гнейсов. Наблюдаются очень частые случаи, когда в результате метаморфизма, первичный сланцевый субстрат изменяется до тонкочешуйчатых мусковит-биотит-кварцевых роговиков, гнейсов и амфиболитов. Выше свита сложена главным образом черными графитоидно-кварцевыми, серовато-зелеными филлитовидными хлорит-серицит-кварцевыми, альбит-кварцевыми, а также эпидот-хлорит-альбитовыми аповулканогенными сланцами (часто с магнетитом), измененными кислыми эффузивами. В самых низах стратона развиты кварцитопесчаники и небольшие пачки (мощностью до 40 м) слюдистых и графитоидных кварцитов, нередко с прослоями мраморов.

В результате сопоставления отдельных разрезов отчетливо устанавливается изменчивость литологического состава свиты по простиранию с севера на юг. Так, если верхней половине листа (к северу от р. Большая Хадата) значительную роль в составе свиты играют черные графитоидно-кварцевые сланцы, в более южных разрезах их становится все меньше, преобладают там зеленовато-серые филлитовидные хлорит-серицит-кварц-альбитовые, хлорит-серицит-альбит-кварцевые и альбит-кварцевые сланцы, кварцитовидные аркозовые песчаники, а также зеленые магнетитсодержащие аповулканогенные сланцы (в том числе эпидот-хлорит-амфиболовые и альбит-хлорит-амфиболовые). Свита прорвана многочисленными, сравнительно небольшими массивами гранитов и габбродолеритов.

Относительно горизонта «полимиктовых конгломератов» среди полярноуральских геологов-съемщиков существуют различные мнения. Одни считают эти породы «базальными», несогласно покрывающими древний кристаллический комплекс основания Уральской складчатой системы, другие рассматривают их как продукт проявления сложного комплекса метаморфогенно-дислокационных процессов (псевдоконгломераты). Этот уровень был прослежен в полевых работах в бассейнах рек Большой Харбей (ручьи Бадьяёган, Ступенчатый) и Большая Щучья (ручьи Пэсавейяха, Лаптаеган). На первом участке (руч. Ступенчатый) образования, относимые ранее к «базальному горизонту», представлены тектонитами мусковит-кварц-полевошпатового состава, в которые «закатаны» единичные округлые обломки зеленовато-серых мелкозернистых альбитизированных и эпидотизированных пород размером до 7 см; химический их состав соответствует нормальным и умереннощелочным диоритам – гранодиоритам ( $\text{SiO}_2 - 57,3-69,9\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} (2,39-3,3\%)+\text{K}_2\text{O} (0,84-2,25\%) = 3,23-5,55\%$ ). По составу (кварц, альбит, эпидот мусковит, амфибол) большинство их идентифицируется как диафторированные плагиогранодиориты. Цирконы, выделенные из этих пород, анализировались U-Pb методом на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Измерения по объединенной пробе из восьми однотипных обломков эпидотизированных гранодиоритов показали конкордантные значения  $612 \pm 6,7$  млн лет (VSWD = 0,054, Prob. = 0,82) и  $493,7 \pm 6,5$  млн лет (VSWD = 0,0032, Prob. = 0,95). По другому обломку плагиогранодиорита получено два конкордантных возраста:  $522 \pm 10$  Ma (СКВО = 0,14, Prob. = 0,71) и  $383,8 \pm 6,8$  Ma (СКВО = 0,82, Prob. = 0,37). Первая дата, вероятно, и отвечает эндогенному событию, связанному с формированием гранодиоритов, а более молодые значения возраста – этапам метаморфических преобразований. Цирконы из вмещающих мусковит-кварц-полевошпатовых сланцев показали конкордантные возрасты  $606 \pm 17$  млн лет (VSWD = 0,60, Prob. = 0,44),  $545,7 \pm 9,1$  млн лет (VSWD = 0,38, Prob. = 0,54) и  $512,5 \pm 6$  млн лет (VSWD = 0,0047, Prob. = 0,95).

На правом берегу р. Большая Щучья (руч. Пэсавейяха), где предшественниками показано несогласное залегание вышеназванных свит, картируется мощная полоса тектонитов (шириной около 300–400 м) с полностью дезинтегрированной массой первичных пород (сланцев и амфиболитов), прослеженная нами по простиранию в коренных выходах на

протяжении 8 км. На ее продолжении (левобережье р. Большая Щучья, устье руч. Лаптаяха) в зоне тектонического контакта свит наблюдается небольшой изолированный выход полевошпатовых кварцитов с многочисленными псевдогалками кварцевого состава. Таким образом, присутствие обломков позднерифейско-вендских метагранодиоритов, а также цирконов вендского возраста во вмещающем матриксе свидетельствует о том, что эти породы нельзя отнести к базальным слоям среднего рифея. Учитывая структурные особенности и исключительно интенсивную дислоцированность, их следует выделять в особую группу пород, рассматривая в ранге тектонических микститов, фиксирующих зону мощного надвига, по которому раннепротерозойские (или позднерифейские?) гнейсово-амфиболитовые комплексы надвинуты на средне-позднерифейские(?) зеленосланцевые образования.

Геохимический спектр пород верхнехарбейской свиты однообразен и характеризуется окологларковыми содержаниями большинства элементов. Она вмещает проявления урана и полиметаллическую жильную минерализацию. С метаэффузивами могут быть связаны проявления стратиформного железо-марганцевого оруденения [67]. Возраст стратона принимается условно среднерифейским, исходя из геологических построений – залегания ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами IV комплекса рифея. Мощность свиты составляет 400–500 м.

Минисейшорская свита ( $RF_2?mn$ ) распространена в той же Харбейской подзоне по рекам Орангъеган, Поетарка, Гена-Хадата, ручьям Пусь-Эрка-Шор, Нягар-Нео-Шор и Ингилоръеган, где описаны различные фрагменты ее разреза. Нижняя граница проводится в основании первого прослоя углеродистых алевролитов, верхняя – по исчезновению из разреза филлитов и появлению зеленых парасланцев немурюганской свиты. Отложения можно условно разделить на нижнюю – «углеродистовулканогенную» и верхнюю – «филлитовидно-сланцевую» пачки. Первая широко распространена в междуречье Щучья–Байдарата и в бассейне р. Лонготъеган, вторая – в междуречье Большая Хадата–Щучья. Нередко эти два типа разреза соприкасаются друг с другом, особенно в районах сгущения поперечных (северо-западных) разломов (р. Сядата-Яха и др.). В составе свиты присутствуют кварц-углеродистые сланцы ( $C_{орг}$  – до 1,5%), а также metabазальты, эпидот-хлорит-амфиболовые, эпидот-альбит-хлоритовые ортосланцы, часто с обилием магнетита. Встречаются прослои, пласты, пачки кварцитовидных олигомиктовых метаалевролитов и алевропесчаников, иногда светлых кварцитов. Парасланцы, как правило, пиритизированы, особенно углеродистые их разновидности. В районе оз. Бай-То и на Хадатинско-Щучинском междуречье наблюдается повышенный аллохимический метаморфизм (в том числе вкупе с дислокационным), проявившийся в гранитизации и альбитизации пород с образованием очковых мусковитовых гнейсов, хлорит-биотит-альбитовых, амфибол-хлорит-альбитовых сланцев с metabластами альбита (3–4 мм); зеленых ортосланцев, переходящих в мелкоочковые хлоритовые амфиболиты, гранитизированных аркозовых песчаников и гравелитов. В Собско-Нундерминской шовной зоне отложения претерпели дислокационный метаморфизм на фоне повышенных

давлений с появлением глаукофанизированных сланцев и глаукофанитов, содержащих порфиробласты эпидота. Зеленые ортосланцы, описанные в составе свиты (ручьи Пусьеркашор, Нягарнеошор, Ингилоръеган), залегающие в виде узкой полосы вдоль Главного Уральского разлома на границе с сьумкеуским гипербазитовым массивом [67], формируются по различному субстрату, в т. ч. и гранитам сядатаяхинского комплекса [291]. Вероятно, эти образования следует относить к тектонитам.

Химический состав metabазальтов характеризуется повышенными содержаниями кремнезема (49–51%), нормальной железистостью при низкой щелочности (до 3,5–4% с явным преобладанием оксида натрия) и невысоких концентрациях титана (до 1,3%), что отвечает в целом толеитовым разностям. Геохимический спектр аповулканогенных пород однообразен и не выходит за пределы региональных кларковых содержаний. В углеродистых сланцах установлены надкларковые значения серебра, цинка, свинца, ванадия, фосфора, платиноидов. «Халькофильная» в целом геохимическая специализация свиты находит свое отражение в металлогении: стратон вмещает проявления колчеданного типа и пункты минерализации фосфора ( $P_2O_5$  – до 1,2%). Минисейшорская свита фаунистически не охарактеризована; возраст условно принимается среднерифейским согласно Полярно-Уральской СЛ-200 («автономному» фрагменту в составе Западно-Сибирской СЛ-1000). Мощность ее – 1200–1400 м.

### Верхний рифей

Очетывисская свита (RF<sub>3</sub>oc) выделена Ю. Ю. Эрвье – первоначально под названием «лядгейская» [417]; под таким названием В. Н. Вороновым рассматривалась верхняя подсвита последней [302]. Стратон картируется узкой полосой на северо-западе листа в пределах Полярно-Уральской СФЗ; представлен базальтами, андезибазальтами и их туфами, переслаивающимися с пластами кварцитов, мраморизованных известняков, углеродисто-кремнистых сланцев. Контакты с вышележащим подразделением согласные, нижняя граница на территории не обнажена. В основании свиты за пределами листа прослежен горизонт грубообломочных туффитов с обломками андезибазальтов и кремнистых сланцев. Отложения подвергнуты метаморфическому преобразованию в фации зеленых сланцев. Базальты и андезибазальты относятся к породам нормальной и умереннощелочного рядов натриевого типа; им свойственны повышенные концентрации Cu, V, Sr. В **рассланцованных пирокластотерригенных образованиях** отмечаются надкларковые содержания Cu, Pb, Zn, Ba, V, Co, Sr. Вулканиды очетывисской свиты отнесены Н. А. Румянцевой (1984 г.) к базальт-андезитовой формации [218]; таксон вмещает полиметаллическое оруденение. В небольших телах мраморизованных известняков найдены микрофитолиты *Osagia nimia* Z. Zhig., *Vesicularites bothrydioformis* (Reitl.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhig. Возраст свиты принимается верхнерифейским; мощность ее – более 1000 м.

Немурюганская свита (RF<sub>3</sub>nm) впервые выделена А. В. Цымбалюком по р. Немуръеган; распространена в Харбейско-Марункеуской

СФЗ, где образует прерывистой полосу шириной 0,3–6 км и протяженностью около 50 км (от верховьев р. Лонготъёган на юге до р. Байдарата-Яха на севере). Наиболее полные ее разрезы наблюдаются по р. Немуръеган, ручьям Озерный, Крестовый, Мраморный. Нижняя граница с минисейшорской свитой согласная и проводится в подошве первого пласта углеродистых сланцев; сверху со стратиграфическим несогласием она перекрывается туфоконгломератами сядатаяхинской свиты (верховье руч. Мраморный).

Основной объем описываемого стратона слагают зеленовато-серые серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы (часто карбонат и углеродсодержащие); в прослоях и линзах наблюдаются серые, белые и кремовые доломитовые мраморы, а также кварциты. В низах разреза преобладают металавы и метатифы андезитового, базальтового, реже дацитового состава, туфопесчаники; последние постепенно исчезают из разреза к северу от р. Лонготъёган. Наряду с парасланцами и кварцитами существенную роль здесь играют мраморизованные доломитовые известняки, в которых установлен марганценовый горизонт (Mn – до 19%). Севернее р. Гена-Хадата в составе свиты количество карбонатных пород заметно уменьшается, и разрез становится все более терригенным, преимущественно сланцевым с подчиненными пластами и линзами кварцитов и мраморизованных известняков. В целом в нижней части свиты преобладают эффузивы, в средней – мраморы и кварциты, в верхней – сланцы.

Вулканы нормального, реже умереннощелочного ряда, относятся к натриевой серии. Среди редких риолитов и риодацитов иногда встречаются низкощелочные разновидности. Химический состав осадочных отложений характеризуется минимальными содержаниями  $TiO_2$  и  $K_2O$ . Сланцы отмечены надкларковыми концентрациями таких элементов как Ag, Au, близкими к кларковым – Ti, Zn, Be, U. Свита благоприятна для локализации проявлений скарнового типа (Cu, Pb-Zn, W, Mo) и золото-сульфидно-кварцевой формации, особенно в пределах активизированных шовных зон. Углеродистые сланцы вмещают убогую золото-платиновую минерализацию. Возраст стратона определяется присутствием в стратотипе микрофитолитов IV комплекса: *Osagia nimus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vesicularites concretus* Z. Zhur. Мощность немурюганской свиты – 800–1500 м.

Париквасьшорская свита (RF<sub>3pr</sub>) выделена А. В. Цымбалюком [409] со стратотипом по руч. Париквасьшор, распространена в Харбейско-Марункеуской СФЗ. Отложения ее картируются на водоразделе рек Малый Ханмей и Большой Харбей, отдельные части разреза вскрыты ручьями Парнаеган, Киргиз-Шор, Скалистый и др. [50, 66, 190]. Нижняя граница свиты в большинстве разрезов тектоническая и даже в редких случаях стратиграфических соотношений с лаптаюганской свитой определяется как «подорванная».

В ее составе выделяют три крупные пачки. Нижняя сложена мусковитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами, переслаивающимися в низах с единичными пластами амфиболитов, а в верхней части включающими прослой марганецсодержащих кварцитов с гранатом. Разная окраска пород (светлая для мусковитовых гнейсов и кварцитов, серая или полосчатая для

биотитсодержащих гнейсов и серо-зеленая для амфиболитов) придает ей весьма контрастное «грубополосчатое» строение. Средняя пачка характеризуется большим разнообразием пород. Доминируют здесь (гранат)-сланцевые, слюдяно-гранатовые, амфибол-сланцевые плагиогнейсы; гнейсы отличаются хорошо выраженными полосчатыми текстурами. Верхняя часть париквасьшорской свиты представлена высокоглиноземистыми плагиогнейсами и кристаллосланцами, содержащими в «породообразующих» количествах дистен, ставролит и гранат; в подчинении находятся пласты и пачки слюдяных плагиогнейсов, кристаллосланцев, практически лишенных полевошпатовой составляющей, а также сланцев, метаморфизованных в высокотемпературной субфации ФЗС – гранат-сланцево-альбит-кварцевых и хлорит-слюдисто-кварцевых. Характер минеральных ассоциаций и текстурные особенности пород этого стратона свидетельствуют о меньшей степени динамотермальных образований пород (в сравнении с породами ханмейхойской и лаптаюганской свит), которые максимально достигают условия эпидот-амфиболитовой фации. Субстратом метаморфитов являлись псаммитовые, алевритовые и пелитовые породы, формировавшиеся скорее всего в условиях гумидного климата. Наиболее вероятным источником сноса считаются области с распространением вулканитов базальтового и более кислого составов [54].

В гнейсах париквасьшорской свиты отчетливо фиксируется преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, выраженное в отрицательном характере кривых ( $La/Yb = 4,5-5,7$ ) при явном минимуме европия ( $Eu/Eu^* = 0,6-0,8$ ); сумма РЗЭ колеблется от 109,1 до 155,4 г/т. Для подразделения характерны высокие концентрации таких петрогенных оксидов как  $SiO_2$  (76%), отчасти  $Al_2O_3$  (10–18%, максимум 35%) и железа ( $\Sigma FeO = 5-7,5\%$ ). Геохимическая специфика проявлена повышенными содержаниями Os, Te ( $Kk > 100$ ), Re, Bi, Au ( $Kk=10-100$ ), Sc, Ti, Cr, Co, Ni, Pd, Pt, Hg ( $Kk=1-10$ ) и пониженными – Li, As ( $Kk < 0,1$ ).

По мнению А. П. Казака (одного из авторов записки), стратиграфическая последовательность «пачек» в пределах «париквасьшорской структуры» скорее всего является кажущейся и она не может быть принята в качестве литологической стратификации, более напоминая метасоматическую и диафорическую зональность. Так, «горизонты» слюдяных кварцитов могут быть обусловлены наложенным окварцеванием сланцев с образованием вторичных силицитов. Высокоглиноземистые сланцы также не обнаруживают четкой стратиграфической приуроченности, чаще тяготея к зонам разрывных нарушений повышенной проницаемостью; в основном это линзовидные тела, выклинивающиеся по простиранию и обычно сопровождаемые наложенным железо-магнезиальным метасоматозом.

Возраст биотит-мусковитовых плагиогнейсов с силлиманитом и ставролитом (оз. Возей-ты) основывался на изотопном датировании, выполненном в Шведском музее естественной истории (Стокгольм) по цирконам (краевые части трех зерен) U-Pb методом: 1896, 852 и 590 млн лет [208, 210]. Авторами комплекта ГК-1000/3 были отобраны две пробы из нижней и средней частей (руч. Париквасьшор). Цирконы из биотит-плагиоклазовых парагнейсов нижней части исследованы U-Pb методом на

SHRIMP-II (ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ»); установлены два конкордантных возраста (прил. 7):  $664 \pm 5,2$  млн лет (СКВО = 0,54, Prob. = 0,46; U = 199–326, Th = 124–337, Th/U = 0,62–1,07) и  $518 \pm 4,6$  млн лет (СКВО = 0,29, Prob. = 0,59; U = 64–667, Th = 35–260, Th/U = 0,15–0,72). По цирконам из гранат-биотит-кварц-альбитовых кристаллосланцев (средняя часть свиты) получена конкордантная дата  $513,1 \pm 12$  млн лет (СКВО = 1,3, Prob. = 0,25; U = 96–652, Th = 115–395, Th/U = 0,28–1,73), а два зерна показали возраст –  $642 \pm 12$  млн лет и  $1645 \pm 24$  млн лет. Возрастной кластер 518–513,1 млн лет показывает время «байкальского» метаморфизма пород. Цирконы с датировками 664–642 млн лет свидетельствуют о нижней возрастной границе парасланцев. Таким образом, поскольку возраст протолита метаморфических пород не может быть древнее слагающих его обломков (в данном случае окатанных зерен цирконов), время накопления париквасьшорской свиты принимается позднерифейским. По составу и возрасту она вполне может коррелироваться с немурюганской свитой, развитой в более западных частях Харбейского антиклинория. Мощность описываемого стратона – до 1500 м.

### ВЕРХНИЙ РИФЕЙ–ВЕНД

Бедамельская серия (RF<sub>3</sub>–Vbd) как нерасчленяемое картируемое подразделение распространена на хр. Изъяхой; относится к Полярно-Уральской СФЗ. Она образована переслаивающимися вулканитами основного, среднего и кислого состава, которым подчинены пачки филлитовидных хлорит-серицит-кварцевых пород, кремнисто-глинистых, углеродисто-кремнистых сланцев, известняков, реже кварцитовидных песчаников. В нижней части разреза (отвечающей отчетливой свите) преобладают лавы, кластолавы и лавобрекчии базальтов, андезибазальтов, андезитов, трахибазальтов, дацитов, а также туфоконгломераты и туфогравелиты. Верхняя часть серии (лядгейская свита) представлена лавами, кластолавами и туфами кислого состава, среди которых встречаются ксенотуфы и ксенокластолавы, содержащие обломки андезитов и андезибазальтов. Породы претерпели метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации. Кислые эффузивы местами превращены в альбит-кварц-серицитовые сланцы. Туфы обычно перекристаллизованы, лишь на отдельных реликтовых участках видны пепловые частицы (до 2,5 мм) слабо девитрифицированного стекла. Бедамельская серия со стратиграфическим несогласием перекрывается арканьрдской свитой. Чаше же на ней с размывом и угловым несогласием лежат отложения хойдышорской или усинской свит низов палеозоя. Мощность описываемого стратона – более 2500 м.

Ля д г е й с к а я с в и т а (RF<sub>3</sub>–V<sub>2</sub>ld), также распространенная в Полярно-Уральской СФЗ, впервые закартирована Ю. Ю. Эрвье – тогда как верхняя подсвита кызыгейской свиты [417]. Наиболее полные разрезы наблюдаются за северными пределами площади (лист R-42-XXXI). Нижняя граница проводится в основании первого потока лав афировых трахибазальтов. В низах стратона доминируют афировые базальты, андезибазальты, реже

встречаются дациты, риолиты, трахиты и их туфы с характерными «бомбовыми» горизонтами. В верхней части свиты широко развиты туфы, игнимбриты риодацитов и риолитов с прослоями базальтовых лав. Породы изменены в фации зеленых сланцев. Граница с **вышележащей арканыр-дской свитой несогласная**; непосредственные контакты с подстилающей очетывииской свитой на площади листа не установлены.

Вулканиды лядгейской свиты характеризуются почти равным соотношением базальтов и кислых пород (при подчиненной доле «промежуточных» видов) и резко неравномерным распределением по территории. Все магматиты принадлежат к нормальному или умереннощелочному ряду; базальты содержат до 2%  $TiO_2$ , среди салических пород присутствуют трахиты с  $K_2O > Na_2O$ . Такие признаки позволяют отнести свиту к базальт-риолитовой формации, а краснокаменные изменения пород и отсутствие перемежающихся с ними осадков говорят о преимущественно наземных условиях извержения [218]. Геохимический облик отложений характеризуется надкларковыми концентрациями U, Pb, Ag, Cu, Co, Sc, Ga, Yb и Sn. Вулканиды вмещают жильную полиметаллическую и золото-кварцевую минерализацию.

Позднерифейско-вендский возраст свиты принят на основании радиологических датировок субвулканических риолитов **U-Pb методом (по единичным цирконам)**, которые укладываются в интервал 555–547 млн лет, а также по положению в разрезе [263]. Мощность свиты до 1500 м.

Кристаллосланцево-амфиболитовая толща (RF<sub>3</sub>-V<sub>1</sub>ka) распространена в северо-восточной части Тапсуйско-Малообской СФЗ; Янгиюганской параметрической скважиной (56) она пересечена в интервале глубин 3406–4094 м. Кроме того, эта толща вскрыта бурением в 8 км южнее (скв. 57; инт. 1118–1120 м). Таксон сложен чередующимися амфиболитами и кристаллосланцами разного состава, включающими прослой метаплагиориолитов и парагнейсов; со структурным несогласием он перекрывается либо филипповской толщей ордовика-венлока, либо (на более восточных участках) верхнесилурийско-среднедевонской ловинской толщей. Нижняя его граница с раннепротерозойскими образованиями по геологическим построениям и геофизическим данным определяется как тектоническая.

Тщательное (послойное) петрографическое описание кристаллосланцево-амфиболитовой толщи в параметрической скважине, а также минералогическая, геохимическая, петрохимическая, петрофизическая характеристика слагающих ее образований приведены в отчете В. А. Крупеника и др. [348].

Радиологические исследования цирконов (U-Pb метод, SHRIMP-II) двух проб метаплагиориолитов дали конкордантные значения возраста:  $561 \pm 8$  млн лет (глубина 3852 м) и  $571 \pm 5,5$  млн лет (глубина 3940 м) [348]. Подобные же породы (называемые исследователями «гранитогнейсами») в том же (верхнем из названных) интервале были опробованы сотрудниками ОАО «СибНАЦ» (г. Тюмень). Аналогичным радиоизотопным методом в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» получена конкордантная дата  $566,2 \pm 3,3$  млн лет; кроме того, обнаружено одно зерно циркона с возрастом  $627 \pm 5$  млн лет

[20]. На основании этих результатов, а также с учетом того, что все раннедевонские даты получены для проб из верхней части пересеченного интервала (при том, что и вскрытая мощность отложений далеко не полная), возраст принимается позднерифейско-ранневендским. Мощность ее – более 600 м.

## ВЕНДСКАЯ–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

На территории листа картируются два валидных стратона с возрастом, «переходным» от позднепротерозойского зона к палеозойской эре.

Арканьрдская свита ( $V_2$ – $C_1$ ?*ar*) впервые выделена Ю. Ю. Эрвье [417]. Соответствующие отложения распространены в Полярно-Уральской СФЗ, описаны по р. Пыратанэ и в верховьях р. Малая Кара. В свите доминируют хлорит-серицит-кварцевые, эпидот-актинолитовые (аповулканогенные) и глинистые сланцы, пестроцветные туфопесчаники, туфоалевролиты. В ее состав также входят (Н. А. Румянцева, 1970) переслаивающиеся кварцевые, олигомиктовые и полимиктовые песчаники, линзы базальтов и риолитов, в низах присутствуют гравелиты и конгломераты. В верхней части некоторых разрезов (р. Сангарей-То-Се) отмечаются умереннощелочные высокотитанистые базальтоиды, их лито- и витрокластические туфы, туффиты. Не исключено, что некоторые основные магматиты относятся к субвулканической фации (эссекситдолериты). Нижняя (стратиграфически несогласная) граница с лядгейской свитой проводится в основании грубозернистых пород, верхний контакт стратона понимается по-разному. В действующей серийной легенде он проводится по появлению красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов, относимых к хойдышорской свите и залегающих с угловым несогласием. По мнению О. А. Кондияйна, считавшего соотношение названных пород согласным, арканьрдские отложения составляют верхнюю часть хойдышорской свиты [50]. Динамотермальные изменения описываемого таксона слабые и не превышают низких ступеней зеленосланцевой фации.

Возраст арканьрдской свиты предыдущими исследователями обосновывался залеганием ее между бедамельской серийей и хойдышорской свитой. За северными пределами площади, вблизи оз. Манясейто (лист R-42-XXXI) подобные отложения Л. И. Ильченко определены как кембрийские микрофоссилии *Baltisphaeridium ornatum* Volk., *Micrhyatridium tornatum* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk. [69]. Время формирования стратона принимается поздневендско-раннекембрийским (с условным верхним рубежом) согласно Западно-Сибирской СЛ-1000. Мощность свиты 600–1200 м.

Сядатинская свита ( $V_2$ – $C_1$ ?*sd*) впервые предложена А. В. Цымбалюком [64], а по правилам СК описана О. Н. Грязновым и В. А. Душиным (1980 г.) в северном борту кара с оз. Малое Сядатато и по руч. Каскадный. Подразделение относится к Харбейско-Марункеуской СФЗ; на территории листа картируется на водоразделе рек Щучья и Байдарата-Яха, а также в бассейнах рек Гена-Хадата и Немурьеган. Стратон со стратиграфическим несогласием залегает на различных «горизонтах» верхнерифейской немурь-

рюганской свиты. Граница проводится по смене зеленовато-серых или черных сланцев последней полимиктовыми конгломератами (руч. Каскадный, р. Тальбейяха и др.). Свита сложена полимиктовыми песчаниками с линзами конгломератов и гравелитов (в основании разреза), выше – алевролитами, сланцами серицит-хлорит-альбит-кварцевыми и филлитовидными серицит-кварцевыми, часто карбонатитизированными. Прослойки вулканитов представлены базальтами, реже андезибазальтами и их туфами. В верхах разреза появляются олигомиктовые песчаники, кварцитопесчаники, пестроцветные туфопесчаники, иногда порфировые риолиты или их туфы. По химизму вулканогенные образования принадлежат к натриевому ряду щелочно-известковой серии. Геохимические особенности осадочных пород определяются пониженными концентрациями большинства микроэлементов за исключением Ag и V, а вулканитов – кларковыми содержаниями почти всех сидерофилов, литофилов и халькофилов. Отложения фаунистически не охарактеризованы, поздневендско-раннекембрийский их возраст принимается условно по положению в разрезе. По литосоставу, строению и времени формирования свита может быть сопоставлена с арканьурдскими образованиями. Мощность ее – 500–1000 м.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На территории листа в качестве картографируемых единиц фигурируют 36 собственно палеозойских стратифицируемых подразделений (пять представляют собой объединенные или нерасчлененные «элементарные» стратоны – по два в каждом); 22 из них являются невалидными, в том числе все 16 толщ, выделяемых только в фундаменте Западно-Сибирской платформы.

### Кембрийская–ордовикская системы

Минисейская свита ( $\mathcal{C}_3$ – $O_1ms$ ) выделена Б. Я. Осадчевым. Распространена локально в виде двух узких полос у северной рамки листа; относится к Усинско-Пайпудынскому району Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Стратотипические разрезы описаны за пределами площади (Большой Минисей и оз. Манясейто) [69]. Отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на лядгейской и очетывисской свитах докембрия. Описываемый стратон сложен красноцветными редкогалечными конгломератами, песчаниками, кварцевыми алевролитами, гравелитами и кварцитами. Вблизи кровли встречаются прослойки и пачки зеленочетных алевролитов и песчаников. С вышележащей малопапудынской свитой наблюдаются согласные соотношения (с постепенным переходом). Геохимические особенности красноцветных песчаников характеризуются накоплением сидерофильных элементов: Ni, Co, Ti, V, Cr, концентрации которых превышают кларковые в 3–5 раз. Отмечается прямая корреляционная связь примесей гематита с вариациями содержаний указанных

элементов. Органические остатки в свите не обнаружены. Возраст принят по положению в разрезе (ниже слоя зеленоцветных алевролитов и песчаников с фауной *Angarella* sp. [64], относимых уже к малопаппудынской свите). Характерным опознавательным признаком таксона является красноватость терригенных пород при почти полном наборе гранулометрических фракций: от алевролитов до конгломератов с преобладанием грубоплитчатых и сланцеватых кварцевых песчаников. Мощность минисейской свиты здесь 200–1000 м.

Хойдышорская свита ( $\text{Є}_3\text{--O}_1hd$ ) распространена локально у западной границы территории листа; принадлежит к той же Иргизлинско-Карской подзоне, с размывом и угловым несогласием залегает на верхнепротерозойских породах. В основании фиксируется пачка полимиктовых конгломератов и гравелитов. Верхняя граница согласная и проводится в подошве «грубозернистой» пачки перекрывающей усинской свиты. Основной объем свиты выполнен ритмично переслаивающимися пестроцветными песчаниками, кварцитопесчаниками и кварцитами, сменяющимися вверху алевролитами и филлитами. Характер накопления осадков трансгрессивный; вверх по разрезу возрастает и мощность слоев: от 10–20 см до первых метров. По информации Н. А. Румянцевой, ранее в состав хойдышорской свиты включались силлы умереннощелочных высокотитанистых долеритов, принимаемые ошибочно за покровы. По составу они аналогичны арканьрдским покровным базальтам и субвулканитам. В некоторых разрезах, впрочем, встречаются немногочисленные тела сильноизмененных базальтов и риолитов, для которых можно предположить эффузивную природу.

Гальки в базальных конгломератах представлены кварцем, эффузивными основного, среднего и кислого состава, кремнисто-глинистыми сланцами, микрокварцитами. Они хорошо окатаны, иногда уплощены и ориентированы по напластованию; размер их – от 2 до 7 см. Цемент – полимиктовый псаммитовый, реже глинистый. Среди песчаников преобладают кварцевые и олигомиктовые разновидности; цемент поровый и базально-поровый. Присутствие гематита и хлорита в цементе, как правило, обуславливает соответственно красный или зеленый цвет пород [57]. Алевролиты преимущественно кварцевые, реже полевошпат-кварцевые. Для филлитов характерны тонкослоистые текстуры. По геохимическим показателям сланцы хойдышорской свиты имеют аномальные концентрации титана ( $\text{TiO}_2$  до 2%); в них необычно много глинозема (до 26,6%) и железа ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  до 10,5%), отмечаются высокие содержания калия ( $\text{K}_2\text{O}$  – до 5,2%). Возраст стратона на основании находок в низах стратотипического разреза (руч. Хойдышор) кембрийских микрофоссилий *Granomarginata squamacea* Volk., *Tasmanites tenellus* Volk., *Baltispaeridium compressum* Volk., *Archaeodiscina umbolata* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum. и др. определяется как поздний кембрий (аксайский век)–ранний ордовик (тремадок). Верхний возрастной рубеж подтверждается и определениями изотопного возраста ( $482,4 \pm 11$  млн лет) по единичным цирконам в прикровельной части разреза (район оз. Усваты) [57]. Мощность хойдышорской свиты – до 1000 м.

## Ордовикская система

Усинская свита ( $O_{1us}$ ) выполняет небольшие синклинали у западной рамки листа; относится к Усинско-Пайпудынскому району Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Она выделена Б. Я. Дембовским (1983 г.) в верховьях рек Большая и Малая Уса. Позднее М. А. Шишкиным за данным названием сохранен лишь красноцветный разрез, а верхняя зеленоцветная часть отложений выделена в малопайпудынскую свиту [57, 74]. Рассматриваемый стратон согласно залегает на хойдышорской свите или, с угловым несогласием и конгломератами в основании, – на подстилающих отложениях. Верхняя граница (с малопайпудынской свитой) определяется появлением устойчивой зеленоцветно-сероцветной окраски пород; нередко она имеет постепенный характер: через переслаивание красноцветных и зеленоцветных разностей до полного исчезновения красноцветов; местами же контакт четкий и резкий. Разрез усинской свиты фациально изменчив, в северо-восточном направлении ее отложения выклиниваются. Состав галек конгломератов преимущественно кварцевый, реже в окатанных обломках присутствуют ожелезненные кварциты, кислые эффузивы и аргиллиты. Размеры их составляют 1–2 см до 5–7 см. Существенно кварцевый состав имеют песчаники. Красноцветная окраска пород обусловлена пигментирующей пылеватой гематитовой примесью в цементе, зеленоцветная – присутствием в нем хлорита и серицита [74]. Терригенные осадки усинской свиты характеризуются слабой сортировкой обломочного материала, средней и плохой окатанностью обломков, преобладанием мезомиктовых и полимиктовых пород, наличием косослоистых текстур. Органические остатки не обнаружены. Возраст стратона в соответствии с Западно-Сибирской СЛ принимается раннеордовикским (тремадокский и флоский ярусы). Мощность усинской свиты – до 500 м [318].

Усинская и малопайпудынская свиты объединенные ( $O_{1-2us+mp}$ ) в отдельный картографический таксон выделены по условиям масштаба карты; на территории соответствующие отложения распространены в междуречье Малая Щучья–Малая Уса, где выходы усинской свиты образуют незначительные площади. Строение разрезов частных свит здесь аналогично описанным выше и ниже. Мощность объединенного стратона – до 900 м.

Орангская свита ( $O_{1-2or}$ ) выделена А. В. Цымбалюком по руч. Оранг-Юган, где и описан ее стратотипический разрез (II УрМСС, 1958). Распространена в одноименном районе Восточно-Лемвинской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ; прослеживается от нижнего течения р. Большая Хуута на севере до верховьев р. Лонготъёган на юге рассматриваемой территории. Свита составляет основной объем Орангского пакета пластин; ее выходы прослеживаются далеко за пределы обеих границ листа. Нижний и верхний контакты стратона здесь тектонические. Свита состоит из переслаивающихся филлитов, углеродисто-(хлорит)-серицит-кварцевых, а также зеленоцветных серицит-альбит-кварц-хлоритовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Среди них присутствуют прослои алевролитов, углеродистых мраморизованных известковистых песчаников и полосчатых

песчанистых известняков. Немногочисленные вулканы представлены измененными толеитовыми базальтами, туфосланцами, туффитами, реже туфами. Породы инъецированы силлами, в меньшей степени дайками метагаббродолеритов орангюганско-лемвинского комплекса. Южнее площади листа (левый приток руч. Снежный) в согласном маломощном прослое темно-серых кварцитопесчаников среди углеродистых сланцев обнаружены среднеордовикские(?) конодонты *Subcordylodus(?)* sp. ind., *Phragmodus(?)* sp. ind., *Drepanodus(?)* sp., *Prioniodina(?)* sp. [395]. В карбонатных слоях по руч. Оранг-Юган и на правом берегу р. Сось (напротив устья ручьев Кемь-Резь-Русь и Карский) собраны криноидеи *Hemicosmites* sp. indet., *Trigonocyclicus vaygatschansis* Yelt. et Stuk., *Dianthocoeloma* cf. *kegelensis* Yelt. нижнего—среднего ордовика [324].

Отложения свиты преобразованы в зеленосланцевой фации с широким проявлением тонкой метаморфической полосчатости. На значительных площадях сланцы интенсивно изменены, кроме того, дислокационным метаморфизмом, с развитием плейчатости, мелкой изоклиальной складчатости, будинажа, текстур пластического течения пород, линейных зон катаклаза и милонитизации. В совокупности эти процессы почти полностью уничтожают признаки первичной стратификации, что весьма затрудняет корреляцию разных частей разреза. По мнению М. А. Шишкина, под именем орангской свиты скорее всего картируется весь разрез палеозоя «восточно-лемвинского фациального подтипа» [395]. По данным С. В. Руженцева, на сопредельной территории (левобережье Большой Пайпудыны) из фтанитов нижней части свиты выделены конодонты среднего карбона, а в верховьях р. Нырдовоменшор из подобных же пород — раннекаменноугольные конодонты *Gnathodus* sp. (*Paragnathodus* sp.?). Такая точка зрения позволяет допустить, что орангская свита надстраивала «пайпудинский» разрез, а стратиграфический диапазон подобного таксона следовательно отвечает верхнему кембрию(?)—карбону [217]. Метатерригенные породы характеризуются повышенным геохимическим фоном Zr, Ti, V. Петрохимические особенности базальтов соответствуют толеитам натриевого, реже калиево-натриевого типа. В разрезе орангской свиты выделяются участки с относительно слабо измененными фосфатсодержащими ( $P_2O_5$  — 1,5–12%) черными углисто-глинисто-кремнистыми сланцами [189]. В свите выявлены ореолы с резко повышенными содержаниями Cd, Pb, Zn, Ba, Ag, а также локальные аномалии Au, Hg, Sb, As. Ранне-среднеордовикский возраст подразделения принимается по Западно-Сибирской СЛ-1000; при этом нижний предел принято считать весьма условным. Мощность его — 1000–1200 м.

М а л о п а й п у д ы н с к а я с в и т а ( $O_2mp$ ), выделенная М. Е. Раабен в 1956 г. со стратотипом по р. Малая Пайпудына, распространена там же, где и усинская свита. Нижняя ее граница согласная постепенная, верхняя проводится по смене зеленовато-серых филлитовидных сланцев светло-серыми мраморизованными ребристыми известняками. Подразделение представлено переслаиванием известковистых, кварцевых и олигомиктовых песчаников, алевролитов, алевропелитов, филлитовидных кварц-серицит-хлоритовых сланцев; отмечаются прослои и линзы глинистых известняков. Породы

образуют непрерывный трансгрессивный ряд; характерно многообразие текстур: массивные однородные, параллельно- и линзовидно-слоистые, сланцеватые. Косослоистые серии редки, встречаются следы подводного оползания и перебива нелитифицированного осадка. Отмечается хорошая окатанность и сортировка обломочного материала при доминирующем кварце и олигомиктовом его составе.

Геохимические особенности литологических разностей тесно связаны с вариациями их петрографического состава. Максимальные накопления Ni, Co, V, Cr, Zr характерны для филлитов, титана – для алевросланцев, марганца и стронция – для известняков и известковистых алевролитов. Олигомиктовые алевролиты выражены повышенным содержанием свинца, что обусловлено присутствием в них вкрапленности галенита. В алевритистых известняках при низких содержаниях бария превышают кларки Ti, V, Cr, Cu, Mn, Sr, Zr. Повышенные концентрации меди отмечаются повсеместно на контакте зеленоцветных и красноцветных пород от подошвы свиты, к которой обычно приурочен горизонт медистых песчаников. По сборам в бассейне р. Малая Хуута фауны криноидей и цистоидей: (*Trigonocyclicus* cf. *vaigatschensis* Yelt. et Stuk., *Hemicosmites* sp. [67]) возраст отложений малопайпудынской свиты принимается среднеордовикским (дапинский–низы дарвивильского ярусов), что согласуется с серийной легендой. Мощность подразделения – до 800 м.

Хантейская свита ( $O_{2-3}ht$ ) выделена М. Е. Раабен в 1959 г. Отложения свиты имеют ограниченное распространение и закартированы фрагментарно в Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ. Породы согласно залегают на отложениях малопайпудынской свиты. Граница проводится по смене терригенной ассоциации пород карбонатными осадками. С перекрывающими отложениями соотношения не наблюдались. Свита представлена серыми алеврито-глинистыми известняками, а также мраморизованными зернистыми известняками, переслаивающимися с подчиненными по объему серыми (серицит)-карбонатно-глинистыми сланцами и известковистыми алевролитами. В известняках установлено надкларковое содержание Mn. Сланцы отличаются пониженными концентрациями Co, Sr и повышенными Sb, Ni. В отложениях свиты отмечаются геохимические аномалии благородных металлов; она вмещает барит-полиметаллическое оруденение. Средне-позднеордовикский ее возраст принимается по аналогии со сходными образованиями других районов Бельско-Елецкой СФЗ [57]. Мощность – более 500 м.

Соколийнская толща ( $O_{2-3}sk$ ) выделена при ГДП-50, распространена в Райзско-Войкарской подзоне Войкарской СФЗ [394]. Наиболее полные разрезы закартированы в среднем течении руч. Соколийный и фрагментарно вскрыты поисковыми скважинами южнее руч. Ханмейшор. Толща образована потоками толеитовых афировых базальтов (нередко миндалекаменных), включающими прослой кремнистых алевролитов. Отмечаются также подушечные (шаровые) базальты со стекловатыми лейкоксенизированными корками закалки. Вблизи контакта с интрузивными образованиями собского комплекса основные эффузивы перекристаллизованы и амфиболитизированы.

Базальты – первично высокотитанистые (1,5–2%  $TiO_2$ ) породы, однако, вследствие эпидотизации, карбонатизации и окварцевания происходил значительный вынос титана (иногда с уменьшением его содержания в 3–4 раза). В одной из скважин на глубине 152,3 м в маломощных прослоях кремнистых алевролитов обнаружены обломки неопределимых конодонтов. Базальты сокольинской толщи прорываются дайками монцитит-порфиритов конгорского комплекса. По составу и фациальным признакам стратон сходен с существенно базальтовыми составляющими офиолитов Тагильской СФМЗ, выделяемыми в выйскую и (иногда) в мариинскую свиты (Г. А. Петров, 2000), а также (по Н. А. Румянцевой), возможно, составляющими нижнюю часть кабанской свиты. Нижняя граница рассматриваемого стратона неизвестна; верхняя проводится по перекрытию терригенными отложениями ханмейшорской толщи с фаунистическими остатками позднего ордовика–раннего силура [94]. Возраст его принят согласно Западно-Сибирской СЛ-1000. Мощность отложений более – 1500 м.

### Ордовикская–силурийская системы

Филипповская толща ( $O_1-S_2fl$ ) распространена в Янгиюганском районе под чехлом Западно-Сибирской платформы. Показана только на геологической карте доюрских образований; границы интерполировались с учетом геофизических данных. На территории соседних с юга листов Р-42 и Р-41 [75, 76], в пределах «Филипповской площади» вскрытый скважинами разрез представлен олигомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, глинистыми и кремнисто-углисто-глинистыми сланцами, залегающими, вероятно, на протерозойских образованиях. Возраст стратона принят раннеордовикско-венлокским согласно Западно-Сибирской СЛ-1000. Мощность отложений, по косвенным данным, достигает 1600 м.

Ахтынтурская толща ( $O_1-S_4ah$ ). Эти отложения выделены по геофизическим данным в Березово-Сартыньинском районе под чехлом Западно-Сибирской платформы, севернее области распространения нерасчлененных ахтынтурской и игринской толщ. На территории смежных листов Р-42 и Р-41 [75, 76] эти отложения вскрыты Ахтынтурской скважиной. Согласно Западно-Сибирской серийной легенде они представлены преимущественно яшмами и кремнисто-глинистыми сланцами. Мощность стратона может достигать 600 м.

Сядайская свита ( $O_3-S_1sd$ ) выделена Г. Д. Беляковым и Ю.С. Бушкавцом; распространена на востоке Щучьинской СФО, где ее образования надвинуты на ультрабазиты сьумкеуского комплекса. В качестве стратотипа принят разрез по руч. Яляпэяха на правом берегу р. Большая Щучья. Свита представлена в различной степени рассланцованными вулканитами основного состава с прослоями силицитов и глинистых пород, пластами и линзами туфопесчаников и известняков. Нижняя и верхняя границы с палеозойскими стратонами тектонические; свита резко несогласно покрывается верхнетриасовыми осадочными породами. В сводном разрезе выявляется следующая последовательность напластования. Нижняя часть (до 60%

объема) сложена базальтами (с шаровой и подушечной отдельностью), их лавобрекчиями, туфолавами, вариолитами. Среди вулканитов встречаются редкие маломощные линзы криноидных известняков и туфопесчаников. Верхи разреза представлены переслаивающимися базальтами и сланцами (кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми), также с линзами, реже пластами известняков и туфопесчаников. Для сланцев характерна тонкослоистая текстура; падение пород юго-восточное, от пологого до крутого.

Фенокристы в базальтах представлены клинопироксеном, реже плагиоклазом на фоне стекловатого базиса, встречается стильпномелан. Вариолитовые базальты – темно-серые массивные породы со сферическими вариолями (от 1 до 20 мм). По составу вариоли хлорит-кварц-полевошпатовые с «перистыми» агрегатами клинопироксена. Миндалины в этих базальтах выполнены кварцем (иногда в ассоциации с альбитом), а в кластолавах – карбонатом и хлоритом. Породы свиты переработаны высокобарическим метаморфизмом и превращены на отдельных участках в тонкополосчатые лавсонит-глаукофановые сланцы; последние нередко образуют ветвящиеся зоны мощностью до 100–150 м, прослеженные на несколько километров [117]. Низы подразделения вмещают комагматичные дайки габбродолеритов, выделяемые некоторыми исследователями в «халаталь-бейский комплекс параллельных даек. По отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  базальты относятся к натриевой серии, по коэффициенту железистости (44–62) соответствуют маложелезистым разностям, по коэффициенту глиноземистости – умеренно- и высокоглиноземистым. Вулканиды свиты относятся к формации натриевых базальтов-риолитов, образующейся обычно в зонах растяжения. Здесь известны многочисленные пункты медной минерализации. Стратон является возрастным аналогом свит Тагильской мегазоны: шемурской и красноуральской, известных богатыми цинково-медноколчеданными месторождениями. Время его формирования по комплексу криноидей принято позднеордовикско-раннесилурийским, что соответствует и Западно-Сибирской СЛ-1000. Следует отметить, что С. В. Руженцевым в разрезе, относимом к сядайской свите (рассланцованные базальтоиды с прослоями туфосланцев и «филлитизированных эпикластов») встречены единичные слои катаклазированных силицитов и известняков, из которых выделены плохой сохранности фрагменты конодонтов (*Polygnathus* или *Siphonodella*), на основании которых верхи свиты датированы (предположительно) поздним девоном–ранним карбоном. Мощность подразделения – до 1000 м.

Ханмейшорская толща ( $\text{O}_3\text{--S}_1\text{hn}$ ) распространена в Райзско-Войкарской подзоне Войкарской СФЗ [151]; обнажается в нижнем течении руч. Ханмейшор, по руч. Соколиный и в поисковых скважинах [394]. Строение толщи ритмичнослоистое. Она сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, разномерными песчаниками, ленточнослоистыми алевропесчаниками и алевролитами; цвет пород серый (до черного в битуминозных разностях), зеленовато-серый, в отдельных прослоях вишневый; отмечается тонкая сульфидная минерализация (1–5%). Отложения, судя по керну скважин, субсогласно залегают на базальтах соколинской

толщи. В обломках конгломератов присутствуют плагиориолиты и плагиориодациты (иногда порфиоровые), актинолитизированные афировые базальты.

Возраст толщи определен по находкам в глинисто-кремнистых алевролитах конодонтов *Acodus unicostatus* Br. et Br.(?), *Acodus aff. curvatus* Br. et Br., *Drepanoistodus*(?) sp. ind., *Paltodus*(?) sp. ind., *Hindeodella* sp. [151]. Мощность ее – 1000–1300 м.

Кремнисто-вулканогенная толща ( $O_3$ ?– $S_1jv$ ) показана только на карте доюрских образований; распространена в Шеркалинском районе под мезозойско-кайнозойским чехлом платформы. На смежных листах Р-42 и Q-41 «подчехольные» образования сходного состава датируются ордовиком (в полном объеме)–ранним силуром. По данным Е. К. Ковригиной, Л. И. Зылёвой и др. [76], толща сложена базальтами, андезибазальтами, их туфами, кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями яшм и подчиненными известняками. Судя по ее описанию, непосредственно примыкающей с юга на «Верхне-Казамской площади» [76], где породы вскрыты единичными скважинами, в составе толщи участвуют также кремнистые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы. Мощность толщи – не менее 500 м. По геофизическим данным, кровля стратона залегает на глубинах от 3,2 до 4 км, а мощность может достигать 3 км. Данные отложения в северной части ареала своего распространения по субширотному глубинному разлому контактируют с ловинской толщей пржидольско-эйфельского возраста. Упомянутый поперечный разлом четко выделяется на карте локальной составляющей аномального магнитного поля [361].

Первоначальное обоснование ордовикско-раннесилурийского возраста таксона базировалось на определениях радиоларий из кремнисто-глинистых сланцев, вскрытых на листе Р-42 Ахтактурской скважиной. Позднее более полный комплекс этого вида фауны установлен в одной из скважин на «Филипповской площади» (слой яшм в metabазальтах).

Если искать аналоги в более южных («открытых») частях Восточного Урала и Зауралья (Уральская СЛ-1000), то там все существенно вулканогенные «силицитсодержащие» стратоны низов палеозоя укладываются в возрастной диапазон от позднего ордовика по ранний силур; они имеют либо «карадокско-ашгиллский» (сандбийско-хирнантский) либо «ашгиллско»(катийско)-лландоверийский возраст. К первой группе относятся новоберезовская, саргазинская, шеметовская толщи, ко второй – белоярская, ромахинская, красноадуйская толщи. Что касается ниже-среднеордовикских подразделений, то в их составе резко доминируют отсутствующие здесь терригенные породы различной гранулометрической размерности, отождествляемые с продуктами наиболее раннего (континентально-рифтового) этапа эволюции каледоно-герцинид. Таким образом, возраст рассматриваемого таксона предлагается ограничить снизу поздним ордовиком, а сверху – лландоверийским ярусом силура; вероятный его объем – сандбийский, катийский, хирнантский, рудданский, аэронский и теличский ярусы. Мощность толщи более – 500 м.

## Ордовикская–девонская системы

Известняково-доломитовая толща ( $O_3-D_{1id}$ ) распространена в Новопортовском районе (Центрально-Западносибирская складчатая система); вскрыта скважинами на соседней с востока территории [70]. Соотношения с подстилающими отложениями в пределах листа Q-42 не установлены. Толща образована переслаивающимися доломитами и известняками с преобладанием первых в верхней части разреза. Известняки часто доломитизированы, обладают брекчиевыми структурами. Монотонность карбонатного разреза нарушается присутствием маломощного покрова(?) афировых базальтов. Базальты калиево-натриевые низкоглиноземистые, с повышенными содержаниями фосфора и марганца. Возраст толщи принимается позднеордовикско-раннедевонским согласно Западно-Сибирской СЛ-1000; мощность этих образований – до 800 м.

## Ордовикская–каменноугольная системы

Ахтынтурская и игримская толщи нерасчлененные ( $O_1-C_{1ah-ig}$ ) распространены в Берёзово-Сартыньинском районе под чехлом Западно-Сибирской платформы; выделен здесь по геофизическим данным. Он образован вулканогенно-кремнисто-терригенной ассоциацией пород; на смежном листе Q-41 [74] эти отложения показаны как кремнисто-вулканогенная толща «ранне-среднепалеозойского» возраста. Согласно Западно-Сибирской серийной легенде, подразделение представлено внизу преимущественно яшмами и кремнисто-глинистыми сланцами, в верхней части – лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезитов, трахириолитов; мощность отложений в совокупности может достигать 1500 м. Возраст нерасчлененного таксона принимается в соответствии с Западно-Сибирской СЛ-1000.

## Силурийская система

Тоупугольская толща ( $S_{2-3tp}$ ) относится к Райзско-Войкарской подзоне Войкарской СФЗ, выделена при ГДП-50 Собы-Ханмейской площади [394]. Наиболее представительные ее фрагменты в разрезе известны по ручьям Соколиный, Ханмейшор, а также вскрыты в искусственных обнажениях карьеров строительного камня; нижняя граница толщи неизвестна. В ее строении участвуют афировые и пироксенофировые базальты, пироксен-плагиопорфировые андезибазальты, редко андезиты, а также их кластолавы и туфы, представленные бомбовыми, лапиллиевыми и пепловыми разновидностями, часто с обломками пемз. Пирокластические породы водноотложенные, иногда слоистые (пепловые туфы). По ряду признаков стратон может быть отнесен к базальт-андезибазальтовой формации и параллелизован по составу и возрасту с именовской свитой Тагильской СФМЗ. Вулканыты замещаются по латерали вулканомиктовыми и полимиктовыми пестроцветными псефитами (часто с обломками рифогенных известняков венлокалудлова, что, по-видимому, отражает внутриформационные размывы) и,

кроме того, песчаниками (нередко известковистыми), алевропесчаниками, алевролитами, известняками. Отмечается ритмичное строение осадочных пачек, при этом мощность и состав отдельных ритмов, мощности пластов в ритмах (конгломерат–гравелит–песчаник–алевролит) не выдержаны [151]. В Тоупугольском карьере стройматериалов вскрыты 10 таких пачек общей мощностью 500 м. Породы толщи в разной степени скарнированы, часто гидротермально переработаны в хлорит-серицит-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-кварц-серицитовые, хлорит-эпидотовые метасоматиты. На контакте с интрузиями они, как правило, брекчированы и ороговикованы [142]. Нередко к прослоям тонкообломочных и карбонатных пород приурочена стратиформная сульфидная (пиритовая) минерализация. Поздневенлокско-лудловский возраст пород толщи определен на основании находок фауны фораминифер, кораллов, брахиопод, криноидей, конодонтов в известняках, песчаниках, алевролитах и кремнях: *Botominella* cf. *sosvica* Petr., *Serginella* ex gr. *scabrura* Pron., *Cladopora* cf. *pubentis* Yanet, *Syndetocrinus bohemicus* Bouska, *Ambalodus* aff. *galerus* Wall., *Acodus* cf. *inornatus* (Ethington), *Distomodus*(?) sp. ind., *Plectospathodus* sp. ind., *Kockelella* sp. ind. и др. [394]. Мощность отложений – до 1500 м.

Янганапэйская толща и карбонатная толщи объединенные ( $S_{2-4}jn+c$ ) выделяются в Щучинской СФО. В одно картируемое подразделение они объединены в силу локального развития и незначительной мощности карбонатных образований.

*Янганапэйская толща* распространена в бассейне рек Малая и Большая Харута и на хр. Янганапэ, ее выходы прослеживаются в меридиональном направлении, будучи локализованными в тектонических блоках с различным эрозионным срезом. Нижняя граница стратона тектоническая, верхняя – согласная. В разрезе преобладают породы дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии. Незначительный объем занимают прослои и линзы песчаников, гравелитов, конгломератов, известняков.

Внизу толща сложена монотонными афировыми, реже мелкопорфировыми базальтами, включающими редкие линзы известняков с остатками кораллов, криноидей, радиолярий плохой сохранности. Выше залегает пачка андезибазальтов, мелкопорфировых базальтов и андезитов массивного сложения с единичными линзами мелко- и среднеобломочных туфов. Завершается разрез пачкой плагиодацитов и плагиориолитов с преобладанием первых. Базальты рассечены разноориентированными дайкообразными телами долеритов. Аналогичные вулканогенные образования наблюдались в северо-восточной части территории. В бассейнах рек Надаяха и Теневаояха на северном склоне хр. Хоимпэ прослеживаются фрагменты пачки афировых и мелкопорфировых базальтов, перекрытой чередованием лав и туфов среднего, реже основного состава.

Породы толщи подверглись пропилитизации, вблизи контактов с интрузиями (бассейн р. Большая Харута) они березитизированы и скарнированы. В результате высокобарического метаморфизма вдоль тектонических зон формируются сланцы (до филлонитов) со стильпномеланом и лавсонитом. Янганапэйские вулканы по своему составу и положению в разрезе можно расценивать как возрастные и вещественные аналоги павдинской свиты,

относимой к базальт-андезит-риолитовой (иногда называемой «андезит-дацитовой») формации. Особенностью ее состава является присутствие высокоглиноземистых пород бонинитовой серии. Для базальтов характерны аномальные содержания ( $Kk > 2$ ) Ge, Cd, Ce, La, Rb, Bi, U, Au, Pt, повышенные концентрации ( $Kk 1,5-2$ ) Y, Pd. Андезибазальты демонстрируют чуть более узкий спектр элементов с аномальными содержаниями: V, As, Ag, Bi, Hf, в меньшей степени Cu, Sc, Ga. Кислые вулканы обогащены медью ( $Kk = 4$ ) и молибденом ( $Kk = 3,2$ ). В известняках  $Kk$  марганца достигает 12. Толща потенциально рудоносна на медные колчеданы. С известняками связаны проявления скарновых золотосодержащих сульфидно-магнетитовых руд, пункты минерализации и геохимические аномалии меди с золотом. На площади листа в известняках выявлена лудловская фауна: *Stelodictyon iniguum* В о г о у а в л., *Tryplasma jakovlevi* (N i k o l.). На левобережье р. Большая Харута обнаружены криноидеи *Syndetocrinus* sp. и кораллы плохой сохранности, предположительно относящиеся к венлоку [67]. Мощность янганапэйской толщи – до 1000 м.

*Карбонатная толща* выделена В. Н. Вороновым [302]. Представительные разрезы изучены на восточном склоне горы Лаборовая, а также на северном и западном склонах хр. Янганапэ. Стратон имеет локальное распространение, его нижняя и верхняя границы согласные. В составе толщи резко преобладают известняки (85%), присутствуют песчаники и конгломераты. Разрез сложен пакетами переслаивающихся темно-серых, светло-серых, коричневатых-серых тонко- грубо- и неяснослоистых пелитоморфных, мелкозернистых, комковатых, массивных, брекчиевидных известняков; среди них доминируют органогенно-обломочные, преимущественно кораллово-строматолитовые (строматопоровые) разности. Участками известняки слабо доломитизированы; встречаются линзы («банки») с богатой фауной беспозвоночных: строматопор, амфипор, ругоз, гастропод. В средней части разреза фиксируется пласт зеленовато-серых песчаников, выклинивающийся к востоку; в верхах песчаники присутствуют в виде линз и маломощных (первые метры) прослоев. Конгломераты (полимиктовые и известняковые) также наблюдаются в виде единичных линз и прослоев мощностью 0,2–10 м и приурочены они к нижней части разреза. Содержание микроэлементов в известняках нижекларковое, за исключением марганца ( $Kk = 12$ ). Песчаники обогащены марганцем ( $Kk = 22$ ), медью ( $Kk = 1,7$ ), цирконием ( $Kk = 4,2$ ). В карбонатных породах найдены: *Lissatrypa* sp. indet., *Cladopora pubentis* Yanet, *Favosites* cf. *remiferus* Yanet, *Helioplasmolites bonus* Yanet, *Entelophyllum elegantum* Zhelt., *Praeidiostroma praecox* В о г о у а в л., *Favosites* cf. *sulocatus* Tchern., *Striatopora senta* Yanet, *Ecclimadictyon quasifastiquatum* В о г о у а в л., *Favosites bonus* Yanet, *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Cystiphyllum taltense* Nikol., *Ketophyllum parvum* Nikol., *Lissatrypa* cf. *camelina* Buch., *Parallelostroma parvum* В о г о у а в л., *Helioplasmolites bonus* Yanet. Известняки могут использоваться для производства строительных материалов. Возраст карбонатной толщи принят на основании определений палеонтологических остатков (как на описываемой, так и на сопредельной

территориях), указывающих на геохронологический интервал от лудловского по пржидольский века; мощность подразделения – до 250 м. Мощность объединенных толщ – до 1220 м.

### Силурийская–девонская системы

Ловинская толща ( $S_4-D_2lv$ ) распространена в фундаменте Западно-Сибирской платформы, выделяется в Шеркалинском районе. Она образована кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, переслаивающимися с авгитовыми и лейцитовыми базальтами, андезибазальтами и их туфами. Скважинами 73, 76, 77 эти отложения вскрыты на глубине от 2617 до 2878 м. В верхней части разреза (начиная с 2621 м) чередуются средние и основные вулканиты, в низах (с 3378 м) преобладают базальты. На территории соседнего к юго-западу листа Р-41 [75] они обнаружены в двух скважинах на Ловинской нефтеразведочной площади. Эти породы повсеместно инъецированы среднепалеозойскими габброидами и диоритами. Возраст ловинской толщи условно принимается пржидольско-среднедевонским по аналогии с подобными образованиями, выделенными на соседних территориях [75, 76]. Мощность стратона – до 1800 м.

Сланцево-вулканогенная толща ( $S_4-D_2sv$ ) развита на крайнем юго-востоке площади листа, относится к Усть-Балыкскому району. Рассматриваемый стратон в пределах площади скважинами не вскрыт. На геологической карте доюрских образований он прослежен с листа Р-42 [76]; в северо-восточной части последнего выделяется в основном по геофизическим данным; отмечен, кроме того, в единичных скважинах. Толща представлена сочетанием вулканогенных пород (базальтов, реже андезибазальтов, риолитов, риодацитов, их туфов) и осадочных отложений – глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, прослоями песчаников и известняков; мощность ее превышает 500 м. Предполагается, что данные среднепалеозойские образования залегают на глубинах от 3 до 6 км, а их мощность может достигать 2000 м.

### Девонская система

Терригенно-карбонатная толща ( $D_{1-2tc}$ ) распространена на северо-востоке территории листа Q-42 в Новопортовском районе, скважинами вскрыта на соседней территории [70]. Отложения представлены переслаивающимися доломитами, известняками, доломитизированными калькаренитами, мергелями, глинистыми сланцами, присутствующими примерно в равном количестве. Доломиты и известняки имеют обычно темно-серую (до черного) окраску. В подчинении находятся аргиллиты, алевролиты и песчаники, образующие прослои и линзы. Характер разреза напоминает флишоидный с общей регрессивной направленностью осадконакопления. Залегание на подстилающей известняково-доломитовой толще верхнего ордовика–нижнего девона согласное. Мощность терригенно-карбонатной толщи – до 700 м.

Кремнисто-известняковая и известняковая толщи объединенные ( $D_{1-2}j_i+i$ ) локализованы в Щучинской СФО, изучены В. Н. Вороновым в восточной половине хр. Янганапэ [302]. Объединяемые (по условиям масштаба) стратоны имеют сходный литологический состав; граница между ними согласная. Подразделение сложено слоистыми и органогенными известняками (часто битуминозными, иногда доломитизированными), известняковыми конгломератами и брекчиями, вмещающими линзы бокситов; в низах отмечены прослой кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, линзы осадочных брекчий. Названные породы в целом образуют Янганапэйскую рифовую постройку. В нижней части разреза преобладают битуминозные пестроцветные известняки, на которые ложатся светло-серые рифогенные массивные, криноидные, амфиоровые, водорослевые) известняки с прослоями и линзами вышеупомянутых темно-серых слоистых разностей. В верхах, кроме бокситов, встречаются тела олистостром (мощностью от 50 до 100 м), в составе которых доминируют углисто-кремнистые сланцы; карбонатные породы участками мраморизованы. Сложение олистостром массивное или (реже) отчетливо плитчатое. Сланцеватые образования окрашены в бутылочно-зеленый, буро-вишневый или красный цвет. В углистых сланцах содержание органического углерода варьирует в пределах 22–33% (в среднем 27%). В составе органического материала преобладают остатки водорослей, в подчинении – аллохтонные фрагменты высших растений. Бокситы представляют собой песчаниковидные или «однородно-бобовинные» породы вишнево-красной и зеленовато-серой окраски. Объединенные толщи, как правило, не содержат повышенных концентраций микроэлементов; лишь в бокситах установлены надкларковые содержания Li, Sc, Cr, Mo, Sr, Yb, P. Известняки, вмещающие тела бокситов, могут также представлять интерес как химическое сырье и строительный материал. Результаты изучения органического вещества в сланцах допускают возможность образования скоплений сухих и жирных газов. Однако сохранение нефтяных и газовых залежей исключается ввиду близкого нахождения пород к дневной поверхности [302]. Ранне-среднедевонский возраст объединенного таксона принят по Полярно-Уральской СЛ-200, фрагмент которой входит в состав Западно-Сибирской СЛ-1000. Этому не противоречит стратиграфически несогласное его залегание на карбонатной толще силура, а также палеонтологические определения окаменелостей, соответствующие эйфелю: *Stellopona magna* В о q о у а v l., *Favosites invisus* Y a n e t, *F. praplacentus* D u b a t., *Riphaeolites horridus* Y a n e t. Общая мощность обеих толщ достигает 900 м; верхняя из них несогласно перекрывается энзорской толщей среднего–верхнего девона.

Тоупугольегартская толща ( $D_{1-2}tg$ ) распространена в Райзско-Войкарской подзоне Войкарской СФЗ [394]; вскрыта горными выработками и скважинами в районе горы Тоупугол [328, 368], а также в местных карьерах строительного камня. Представлена карбонатными и терригенными (флишоидными) породами, со стратиграфическим несогласием перекрывающимися вулканиты тоупугольской толщи; наиболее хорошо обнажена на северном фланге месторождения Новогоднее-Монто. В основании (40–50 м) находятся массивные битуминозные органогенные известняки

с фауной эйфеля, иногда по латерали сменяющиеся белыми слоистыми известняками (в том числе песчанистыми) с редкими маломощными (до 1 м) прослоями известково-глинистых алевропесчаников. Выше (50–170 м) залегают белые и розоватые органогенные известняки, включающие линзы известняковых брекчий и конглобрекчий с гематит-карбонатным или хлорит-карбонатным цементом. Они в свою очередь перекрываются ленточнослоистыми вишневыми глинисто-кремнистыми (радиоляриевыми) или известковисто-глинистыми алевролитами и алевропесчаниками. Разрез толщи венчается слоистыми сероцветными песчаниками, местами развиты пачки ритмично переслаивающихся пестроцветных и сероцветных полимиктовых песчаников, алевролитов, алевропесчаников, конгломератов и гравелитов, в которых присутствуют обломки рифогенных известняков, андезитов, базальтов, туфов. На северном фланге рудного поля месторождения Новогоднее-Монто в известняках местами отмечаются карстовые полости, чаще всего заполненные бурыми суглинками с обломками карбонатных пород. На контакте тоупугольской и тоупугольгартской толщ локально отмечены коры выветривания мощностью до 0,2 м [394]. В одной из скважин среди светло-зеленых и вишневых гематитизированных известняков отмечены прослойки силицитов со спикулами губок, радиоляриями и конодонтами, относящимися к верхам гальтийского горизонта эмса (конодонтовая зона *Polygnathus costatus patulus*): *Entactinia poculigera* S a d r., *Ent. buribaica* [151]. Карпинскому горизонту соответствует комплекс органических остатков: *Uralinella antiqua* L. P e t r., *Stromatopora praelonga* B o g o y a v., *Clathrodictyella pulchra* B o g o y a v., *Stellopora barba* B o g o y a v., *Clathrocoilona abeona* Y a v o r., *Favosites* cf. *regularissimus* Y a n e t., *Neostrophophyllum* cf. *antiquum* (S o s h k.), *Neophyma striata* S o s h k., *Ivdelina* cf. *ivdelensis* K h o d., *Cupressocrinites* cf. *kakvensis* M i l i c., *Lancicula alta* M a s l., *Litanaia mira* M a s l. и др. [368, 394]. Мощность толщи – 80–295 м.

Базальтово-песчаниковая толща (D<sub>2</sub>bp) выделяется под чехлом Западно-Сибирской платформы в Новопортовском районе. Образования данного состава и возраста выделены при ГГС-200 и подготовке к изданию ГК-200/2 группы из 12 листов (апробация НРС Роснедра – 2001 г.), в т. ч. и на территории смежной трапеции Q-43-I, где вскрыта скважинами [70]. Вместе с еще четырьмя стратонами они выходят к рамке листа Q-42, на площади которого прослежены и закартированы в мелком масштабе. Базальтово-песчаниковая толща стратиграфически несогласно залегают на пражско-нижнеэмских терригенно-карбонатных отложениях и имеет здесь тектонические соотношения с верхнедевонскими (фран–фамен) образованиями. В основании разреза наблюдаются гравелиты с гальками хлоритизированных сланцев в базальном глинистом цементе. Выше по разрезу залегают переслаивающиеся песчаники и аргиллиты, а над ними монотонные пестроцветные полимиктовые песчаники. Далее разрез наращивается базальтами со следами флюиальности; венчает его пачка зеленоцветных полимиктовых песчаников. Все литологические разности бескарбонатные. Предположительная мощность толщи – не менее 600 м. Возраст стратона принят по положению в разрезе, фаунистической характеристике не имеет.

Ензорская толща (D<sub>2-3en</sub>) выделена В. Н. Вороновым [302] на хр. Наунпэ, относится к Щучинской СФО. Географическое название ее предложено при составлении Полярно-Уральской СЛ-200 (1999 г.) [357]; опорные разрезы находятся в бассейне р. Ензор-Яха. Отложения толщи трансгрессивно (с валунными конгломератами в основании) ложатся на подстилающие эйфельские известняки. Верхняя граница – в подошве пластов грубообломочных пород (гравелитов, конгломератов) тальбейской толщи. Стратон характеризуется высокой степенью фациальной изменчивости, в связи с чем при детальном исследовании различаются терригенный, вулканогенно-терригенный и терригенно-кремнистый типы разреза. Базальный горизонт представлен в основном серыми валунными известняковыми конгломератами, переходящими выше в разногалечные полимиктовые разности. Их сменяют переслаивающиеся пестроцветные песчаники (в т. ч. цеолитоносные), алевролиты, аргиллиты, равномерно перемежающиеся с линзами полимиктовых конгломератов и гравелитов. Прослои и линзы обломочных и органогенно-обломочных известняков приурочены к самой верхней части толщи; кремнистые аргиллиты встречены в ее низах. Вверх по разрезу в целом увеличивается карбонатность цемента обломочных пород. Вулканогенно-терригенный тип отложений распространен локально (р. Ямб-Яха и Сядай-Ябга-Яха) и характеризуется некоторым преобладанием вулканитов (дацитов, риолитов, андезитов, их туфолов и туфов), переслаивающихся с кремнистыми породами, вулканомиктовыми гравелитами и конгломератами. Последние залегают преимущественно в основании толщи [301]. В восточных разрезах рассматриваемое подразделение перекрыто мощным чехлом четвертичных отложений и картируется в значительной мере условно. Толща обычно отождествляется с прибрежным комплексом отложений, среди которых могут быть выделены континентальные, лагунные и морские фации. Иная точка зрения на генезис пород представлена сотрудниками СО РАН; описываемые образования рассматриваются ими в составе двух пачек. Верхняя – существенно олиостровая с мощными олистолитами водорослевых известняков, силицитов и крупными олистоплаками (подобные таковым на горе Наунпэ). Нижняя пачка, по мнению этих исследователей, представлена ритмично переслаивающимися олистостромовыми и турбидитовыми отложениями с прослоями в ее низах радиоларитов (в том числе «калеврито-туффитовых»).

Содержание микроэлементов в породах толщи близки к кларковым значениям. Отмечается повышенное содержание марганца (Кк=30). Металлогеническая специализация стратона четко не определена. В полях ее развития имеются локальные геохимические аномалии свинца, никеля, ртути. Представляют интерес цеолитоносные песчаники [183, 302]. Возраст подразделения определен как средне-верхнедевонский на основании его перекрытия позднефранско-фаменской тальбейской толщей и стратиграфически несогласного залегания на известняках верхнего эйфеля (в районе хр. Наунпэ); это согласуется и с Западно-Сибирской СЛ-1000. В известняках обнаружены *Amhipora regularis* L e s s., *Crassialveolites(?)* cf. *crassus* L e s s., *Trupetostroma* ex qf. *crussiforma* B o q o y a v l., *Dendrostella* cf. *triquemme* Q u e n s t. Мощность ензорской толщи – до 1100 м.

Осадочно-вулканогенная толща (D<sub>2-3</sub>?ov) распространена в Ярудейском районе; вскрыта в фундаменте платформы Ярудейской параметрической скважиной 72 в интервале глубин 4397,5–5010 м. Она сложена переслаивающимися вулканогенными и осадочными породами: разнообломочными туфами смешанного состава, лавами андезибазальтов, туффитами, радиоларитами с прослоями тефроидов, туфогравелитов, туфопесчаников, кремнистых туффитов, кремнисто-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, линзами и глыбами известняков; вблизи забоя скважины отмечаются лавы и туфы оливиновых базальтов. Слоистость наклонена под углами от 50 до 0° к оси керна. Породы плотные, большинство трещин залечено вторичной минерализацией. По данным газового каротажа, суммарное содержание углеводородных газов (C<sub>1</sub>–C<sub>5</sub>) составляло от 0,1 до 0,4%, что свидетельствует об «углеводородном заражении» разреза [56].

Керн всесторонне изучен сотрудниками ОАО «КамНИИКИГС» (г. Пермь), результаты опубликованы. Ехлаков Ю. А. и др. [100] определяют эти образования как «толщу радиоларитов, туффитов, вулканических туфов с покровами андезитов и базальтов»; нормативное литологическое название стратона (по правилам СК-2006) дается нами. В интервалах 4736–4744 м и 4784–4795 м линзы известняков содержат средне-позднефранские органические остатки, в том числе водоросли *Renalcis devonicus* John., *Izhella nubiformis* Antr., *Girvanella ducii* Weth., *Epiphiton* sp., *Litania* sp., *Rabdoporella* sp., *Coactilum* sp., *Kamaena* sp., *Solenopora* sp., *Cateniphycus* sp., *Moniloporella*(?), *Dendrostroma*(?), *Pseudokamaena*(?), *Fustulella*(?), *Tubus*(?), *Katavella*(?); фораминиферы *Irregularis karlensis* Viss., *I. lobata* Reitl., *Parathuramina obnata* Tchuv., *P. graciosa* Pron., *P. ex gr. cushmani* Sul., *Usonia permira* Antr., *Nanicella* cf. *suljomica* Tchuv., *Auroria* sp., *Elvania* sp., *Cribrosphaeroides*(?); строматопороидеи *Amphipora* sp.; брахиоподы *Atripa* sp. и обломки гладких спириферид. В интервале 4805–4814,6 м определен раннефранский («саргаевский») вид *Anathrypa* cf. *timanica* Mark. В более нижних частях ствола скважины фауна не обнаружена; при этом возраст пачки оливиновых базальтов (с глубины 4968 м и до забоя), по мнению авторов статьи, уже дофранский (живетский). Поскольку на приведенной в той же работе модели геологического строения мегавала нижняя граница выделяемого подразделения (названного там «толщей вулканогенно-осадочных пород D<sub>2-3</sub>») предполагается на глубине около 6500 м, подобная возрастная характеристика вполне оправдана. На той же схеме (модели) стратон показан залегающим несогласно на нерасчлененных образованиях «протерозоя–раннего палеозоя» и распространяется на восток, за пределы территории листа Q-42. Перекрывается осадочно-вулканогенная толща с угловым несогласием тьявынской свитой среднего–верхнего триаса (на значительном участке своего развития) либо сразу ниже-среднеюрской котухтинской свитой. Мощность толщи – более 500 м.

И д ъ я х и н с к а я т о л щ а (D<sub>2-3</sub>?id). Сходные осадочно-вулканогенные образования, предположительно, того же возраста, распространены под чехлом и в Янгиюганском районе, где вскрыты одноименной параметрической скважиной 56 в интервале 2811–3278 м; название дано В. А. Крупеником и др. Стратон залегает там под сармикьяхинской толщей нижнего карбона

(см. ниже), отделяясь от нее неширокой (первые метры) полосой разуплотненных (рассланцованных) пород, трактуемых как «межпластовый срыв». Нижнее ограничение идьяхинской толщи в скважине совпадает с верхним краем мощной зоны тектонитов, определяющих разрывной характер контакта с докембрийскими метаморфитами, подразделение образовано рассланцованными базальтами, риолитами и их туфами, амфибол-эпидот-альбитовыми ортосланцами; фиксируются прослой трахибазальтов, андезитов, дацитов, туффитов, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, линзы известняков. С глубиной в разрезе наблюдается некоторое увеличение степени метаморфизма и дислоцированности пород. В измененных апобазальтовых породах возрастает содержание амфибола и появляется спессартин (гранат-амфибол-тальбитовые сланцы), а метаморфизованные риолиты переходят в хлорит-биотит-кварц-мусковитовые и кварц-биотит-мусковит-карбонатные сланцы, иногда включающие мелкие зерна граната. По степени преобразований рассматриваемая часть разреза отвечает условиям от высокотемпературной субфации ФЗС до эпидот-амфиболитовой фации. С интервала 3278 м породы подвергаются динамометаморфизму, превращаясь в милониты и бластомилониты; мощность зоны – около 120 м.

Бластомилониты представлены амфибол-хлоритовым крупнокристаллическим матриксом, с округлыми (гальковидными) фрагментами «уцелевших» первичных риолитов; по внешнему виду иногда сходны с базальными конгломератами, нередко сульфидизированы (пирит, реже халькопирит, пирротин, галенит, зигенит(?)) ( $\text{CoNi}_2\text{S}_4$ ), сфалерит, молибденит). По результатам анализов, описываемая толща выделяется существенно повышенными содержаниями меди и цинка, в меньшей степени – свинца, молибдена, магния [348]. Радиоизотопные и палеонтологические определения возраста отсутствуют; средне-позднедевонское время накопления пород принимается условно, по положению в разрезе.

В более южных районах Урала и Зауралья, где образования Восточно-Уральского мегантиклинория выходят на поверхность, с данным подразделением могут быть сопоставлены несколько формационно однотипных страгонов: объединенные рудянская и маминская толщи, башкарская свита, краснокаменная толща, журманкольская толща и др. Все они характеризуются значительной мощностью (1200–3000 м), а возраст их формирования в основном отвечает диапазону от верхов эйфеля по фран. Верхняя граница (с сармикьяхинской толщей) трактуется как стратиграфически несогласная. Мощность идьяхинской толщи – до 1500 м.

Тальбейская толща ( $D_3tb$ ) развита в Щучьинской СФО; выделена В. Н. Вороновым [302] на юго-восточном склоне хр. Наун-Пэ, название предложено при составлении Полярно-Уральской СЛ-200 [357]. Отложения ее также вскрыты несколькими скважинами. Нижняя граница толщи не вполне ясна; таковой принято считать подошву слоя конгломератов, выше которого разрез характеризуется флишоидным строением. Скорее всего стратон залегает на энзорской толще со стратиграфическим несогласием. Верхний контакт постепенный и проводится по появлению более грубой слоистости, сопровождающейся сменой пестроокрашенных пород сероцветными. В составе тальбейской толщи присутствуют аргиллиты (в т. ч.

кремнистые и карбонатно-кремнистые), мелкозернистые песчаники, алевролиты; отмечаются прослои радиоляритов, трахибазальтов, линзы пепловых туффов и известняков; в основании присутствуют кремнистые конглобрекчии, конгломераты, гравелиты, тела эндоолистостром. Строение толщи характеризуется чередованием значительных по мощности пачек алевролит-псаммит-пелитовых ритмов с маломощными слоями радиоляритов, лав трахибазальтов, а также линзами пепловых туффов и известняков. В нижней половине разреза преобладают известковистые разновидности пород, в верхней – кремнистые. Тела эндоолистостром мощностью 1–8 м (редко до 30 м) включают олистолиты граувакковых песчаников, силицитов, аргиллитов, вулканитов разного состава, калишпатовых гранитов, слюдистых гнейсов. По мнению сотрудников Института геологии нефти и газа СО РАН, тальбейская толща представляет собой глубоководный флиш с дистальными турбидитами.

Условно к описываемому подразделению отнесены грубообломочные отложения, вскрытые бурением в долине р. Щучья и выходящие на поверхность в районе сопки Вылка (юго-восточная часть СФО). Они залегают на силурийских вулканитах янганапэйской толщи и перекрываются верхнетриасовыми осадками. В упомянутом единственном там коренном выходе разрез представлен переслаиванием вулканомиктовых разнообломочных песчаников, гравелитов, редкогалечных полимиктовых конгломератов (с преобладанием обломков известняков), конглобрекчии. Мощность слоев увеличивается от 3–12 до 75–100 м вверх по разрезу. В этом же направлении постепенно изменяется и состав псефитовых обломков – от доминирования вулканитов в низах к преобладанию известняков в верхней части. Видимая мощность этого разреза составляет 200 м. В 600 м к северо-западу в элювии встречены кремнистые аргиллиты, также характерные для тальбейской толщи. В восточных районах своего развития толща большей частью перекрыта мощным комплексом четвертичных отложений и картируется в значительной мере условно. Геохимическая специализация осадочных пород выражается в обогащении их марганцем ( $K_k = 17-20$ ) в меньшей степени стронцием; содержания остальных элементов в пределах кларковых. Трахибазальты обогащены медью ( $K_k = 2,1$ ), барием ( $K_k = 1,6$ ) и ртутью ( $K_k = 5$ ).

Принятый в Западно-Сибирской СЛ позднефранско-фаменский возраст толщи основывается на определениях фаунистических (*Hypothyridina cuboides* S o w., *Pugnax aciminata* Mart., *Skhizopboria striatula* Schtoth., *Cyrtospirifer* ex qr. *tenticulum* Vern., *Amphipora* aff. *patokensis* Riab., *Thamnophyllum verqatus* S o s h k) и флористических (*Hostimella hostimensis* D. et. Br) остатков [67]. В валуне известняков из конгломератов обнаружена живетская фауна. Мощность тальбейской толщи – до 1000 м.

Мергельно-известняковая толща ( $D_3mi$ ) выделяется под чехлом платформы в Новопортовском районе. Она образована серыми пелитоморфными (часто глинистыми) и светло-серыми органогенными (с преобладанием пятнистых водорослевых) известняками, калькаренитами, а также мергелями с прослоями аргиллитов. Водорослевые известняки иногда образуют самостоятельные мощные слои. Скважинами отложения

толщи вскрыты на соседней к востоку территории. Там в ней установлены остатки верхнедевонских мшанок и криноидей. Стратон согласно перекрывается каменноугольной известняково-доломитовой толщей; соотношения с более древними подразделениями на площади листа Q-42 – тектонические. Мощность мергельно-известняковой толщи – до 400 м [70].

### Девонская–каменноугольная системы

Няньворгинская свита ( $D_2-C_{1nv}$ ) распространена в Орангском районе Восточно-Лемвинской подзоны Залаиро-Лемвинской СФЗ. На территории обнажена в верховьях руч. Крестовый и р. Лонготъёган, где фрагменты ее разреза картируются в тектонических пластинах Собско-Нундерминской шовной зоны, ограничивающей с востока Орангский аллохтон. Соответственно обе границы свиты здесь разрывные. Она сложена полосчатыми глинистыми, кремнисто-глинистыми и углеродисто-кремнистыми сланцами с прослоями фтанитов, ленточных массивных силицитов (переходящих в пестроцветные яшмоиды), а также известняков и доломитов. Результаты анализа распределения микроэлементов в породах свиты показывают, что содержания Ni, Co, Ti, Cr, Cu, Pb, Zr, Sr близки к кларковым, а концентрация Mn в 10–50 раз выше кларка. Возраст няньворгинской свиты подтверждается комплексами конодонтов, распространенных в широком интервале – от верхов живета по низы вие: *Palmatolepis gigas* Mill. et Young., *P. triangularis* Sann., *P. distorta* Brans et Mehl., *P. Perlobata schindewolfi* Mill., *Dollimae bouckaerti* Gross. Наблюдаемая мощность отложений 300–380 м.

### Каменноугольная система

Карбонатно-песчаниковая толща ( $C_{1cp}$ ) выделена В. Н. Вороновым [302] при ГС-50, относится к Щучьинской СФО. О составе и строении стратона можно судить по обнажениям вдоль р. Сибилей-се. По данным упомянутого исследователя, толща залегает согласно на верхнедевонских осадочных породах и перекрывается с размывом верхнетриасовыми отложениями. В разрезе одной из скважин нижняя ее граница проводится условно по появлению мощной пачки существенно песчаного состава. Отложения представлены темно-серыми до зеленовато-серых известковистыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами; встречаются единичные линзы мергелей, а также пепловых туффитов с характерными «рогульчатыми обломками» стекла. Мощность отдельных слоев чередующихся пород колеблется в пределах 5–20 см; цемент псаммитов кремнистый и известково-кремнистый. Считается, что седиментация происходила в «переходной зоне» от континентальных к морским фациям. В терригенных отложениях выделены спорово-пыльцевые комплексы турнейского возраста: *Archaeozonotriletes malevkensis* Naum., *A. ampectus* (Naum.) Kedo., *A. devonlous* Jush., *A. famenensis* Naum., *A. literatus* (Waltz) Naum., *A. literatus* (Waltz) Naum. var. *frianquularis* Kedo., *Dictyotriletes* cf. *trivialis* Naum., *D. rotundatus* Naum., *Dictyotriletes* cf.

*trivialis* Naum., *Lophatriteles rotundus* Naum., *Lophozonotriteles malevkensis* (Naum.) Kedo, *Acanthotriteles spaerites* и др. Полезных ископаемых, связанных с карбонатно-песчаниковой толщей, не установлено. Раннекаменноугольный ее возраст принят в соответствии с Западно-Сибирской СЛ-1000 (и Полярно-Уральской СЛ-200). Неполная мощность отложенной достигает здесь 130 м.

Сармикьяхинская толща (C<sub>1sr</sub>) распространена в фундаменте Западно-Сибирской платформы, относится к Янгиюганскому району. Опорный разрез стратона находится в Янгиюганской параметрической скважине (интервал глубин 1498–2811 м). При первоначальном изучении скважины наблюдавшаяся ассоциация пород подразделялась на серию «толщ» (фактически – пачек), различающихся лишь количественным соотношением слабо и интенсивно рассланцованных базальтоидов, а также наличием либо отсутствием прослоев средних или кислых вулканитов и парасланцев. Впоследствии (в окончательном отчете) она рассматривается уже в ранге толщи с географическим названием – по р. Сармикьяха (скважина располагается вблизи устья ее притока – руч. Янгиюган) [347, 348]. С вышележащими осадочными породами имеет согласные соотношения, резко отличаясь от них по составу. Снизу со стратиграфическим несогласием подстилается идьяхинской толщей. В целом разрез стратона характеризуется чередованием базальтов, ортосланцев основного состава (преобладают), реже андезибазальтов; в виде прослоев отмечаются трахибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, дациты, риолиты, туффиты, слюдисто-кварцевые и кварц-альбит-сланцевые сланцы. В отдельных зонах породы интенсивно тектонизированы (превращены в бластомилониты и милониты). Все разновидности базальтоидов в основном сохраняют реликтовую субофитовую структуру; местами встречаются миндалины эпидот-кальцитового состава. Рудная минерализация обычно представлена ильменитом и магнетитом в виде редкой рассеянной вкрапленности; в интенсивно карбонатизированных разностях они замещены сфеном, а в лейкокраговых вулканитах – рутилом. Участками фиксируется мелкая складчатость, где углы падения пород варьируют от субгоризонтальных до вертикальных, местами наблюдаются зеркала скольжения, сдвиговые деформации, брекчирование. По трем пробам из прослоев дацитов выполнены радиоизотопные исследования (U-Pb метод, SHRIMP-II); получены следующие конкордантные даты (млн лет): 337±5 (2270 м), 352±2 (2616 м), 349±3 (2720 м), соответствующие возрастному диапазону от турне по ранний визе. Согласно этим данным и принят раннекаменноугольный возраст стратона [348]. Коррелятными с сармикьяхинской толщей образованиями «открытой» части восточного склона Урала и Зауралья могут считаться одновозрастные и фациально сходные кайрактинская, кенгуссайская, дербишевская толщи. Мощность описываемого подразделения – до 1200 м.

Карбонатная и терригенно-известняковая толщи нерасчлененные (C<sub>1-2c-ti</sub>) распространены в Щучьинской СФО; наиболее представительные разрезы картируемого таксона изучены в долине р. Сибелей-се и по р. Надаяха. В последнем случае в береговых обнажениях и керне скважин присутствуют преимущественно терригенные

отложения. Нижний контакт подразделения здесь тектонический, вверху оно несогласно перекрыто верхнетриасовыми или среднеюрскими образованиями. Нерасчлененный стратон в своей нижней части сложен фангломератами и разногальчными конгломератами с маломощными (10–70 см) редкими прослоями гравелитов и песчаников. Фангломераты состоят из крупных валунов (преимущественно кварцевого состава) и угловатых обломков разнообразных пород; слоистость не проявлена, сортировка обломочного материала отсутствует. В полимиктовых конгломератах обломки редко достигают валунной размерности (до 15–20 см), чаще всего это мелко- и среднегальчные породы; окатанность средняя, иногда хорошая. Чаще всего встречаются гальки и валуны кварца, черных кремнистых и графитоидно-кварцевых пород, хлоритовых сланцев, вулканитов основного и кислого состава, темно-красных яшмоидов. Изученная мощность по обнажениям составляет 220 м. Таксон имеет трансгрессивное в целом строение и обладает высокой фациальной изменчивостью. В среднем течении р. Сибиле-се он выполнен преимущественно плитчатыми темно-серыми битуминозными органогенными известняками (вплоть до ракушников), реже органогенно-обломочными (часто доломитизированными) разностями. Породы там смяты в мелкие сжатые (вплоть до изоклиналильных) складки, в связи с чем мощность этой части разреза не более 70 м [302]. По данным В. Н. Воронова, ее несогласно перекрывают чередующиеся известняковые конгломераты, калькарениты, брекчиевидные известняки, реже парасланцы. Из-за очень плохой обнаженности эти отложения изучены недостаточно. К востоку наблюдается резкое изменение разреза – низы представлены преимущественно песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов. Породы в основном имеют моноклиналиное залегание с падением на северо-запад под углами 15–55°; мощность грубообломочных слоев составляет первые метры. В верхах пачек песчаники содержат примесь мелкой гальки и перекрываются слоем гравелитов. Венчает разрез флишоидная (псаммито-пелито-алевритовая) пачка мощностью 130 м; в кровле фиксируются породы, содержащие обилие кластогенной слюды. Фациальный анализ свидетельствует о трансгрессии моря в направлении с севера на юг. Грубообломочные отложения фиксируют береговую линию субширотной ориентировки; удаленные фации сложены мелкозернистыми осадками.

Геохимическая специализация пород выражается повышенными содержаниями **Ni, Cr, Ti** в **грубообломочных отложениях** и **Cu и As** – в **алевролитах** и песчаниках. В искусственных шлихах протолочных проб содержатся хромшпинелиды, уваровит, халькопирит, халькозин, блеклые руды, рутил, ильменит. Карбонатные породы вмещают прожилковую минерализацию флюорита. Грубообломочные отложения могут использоваться в качестве строительных материалов.

В низах подразделения (р. Надаяха) в алевролитах обнаружена флора папоротников *Pecopteris* sp. indet., *Sphenopteris* sp. indet, *Alloiopteris?* sp. indet. Появление рода пекоптерис отождествляется с серпуховским веком. В «сибирских» разрезах (средняя часть разреза) появляются известняки с серпуховскими фораминиферами *Eostaffela postmosquensis* Kir.,

*Eomarquinifera shartimiensis* Jam., *Shizophoria reskpinata* Mart. [302]. Возраст нерасчлененного стратона принят ранне-среднекаменноугольным на основании палеонтологических заключений, с учетом того, что значительная верхняя часть разреза фаунистически не охарактеризована. Неполная его мощность достигает здесь 560 м.

Янгиюганская толща (C<sub>1-2</sub>jn) является одним из самых молодых стратонов в фундаменте платформы, распространена на севере Янгиюганского района. Установлена при исследованиях Янгиюганской параметрической скважины в интервале глубин 1135–1498 м; результаты изложены в окончательном отчете В. А. Крупеника с соавторами [348]. Разрез представлен переслаивающимися углисто-глинисто-карбонатными, углисто-глинистыми, глинистыми сланцами и известняками; мощность отдельных слоев и пачек – до нескольких десятков метров. В пределах территории листа Q-42 толща слагает «сорванную» ядерную часть небольшой блок-синклинали. Согласно залегает на сармикяхинской толще (см. выше) и с угловым несогласием перекрывается даниловской свитой средней юры-нижнего мела. Породы претерпели незначительные динамотермальные преобразования, соответствующие условиям цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций. В органогенных известняках обнаружены известковые водоросли *Nanopora* cf. *fragilissima* (Maslov), *Fourstonella* aff. *fusiformis* (Grady), *Stacheia* sp., *Tubisalebrea* sp.; зеленые водоросли *Anthracoporella* sp.; фораминиферы *Pstudoendothyra* sp., *Eostaffella*(?) sp., а также членики криноидей плохой сохранности. Данный комплекс водорослей характеризует временной интервал от визейского по башкирский века. Кроме того, выделены визейские миоспоры *Densosporites* cf. *gibberosus* (Naim. et Vyvsh.), *Vallatisporites* cf. *punctatus* (Naim.) Oshurk., в одном образце найдена форма *Annulatisporites pseudoannulatus* (Butt. et Will.) Oshurk., известная в нижнем карбоне Шотландии [347]. Все определения органических остатков выполнены докт. геол.-минер. наук С. Т. Ремизовой (СПбГУ). На основании палеонтологических данных время формирования толщи принимается ранне-среднекаменноугольным (вероятнее всего, поздневизейско-раннебашкирским). Мощность ее – более 350 м.

Известняково-аргиллитовая толща (C<sub>1-2</sub>ia) выделяется под чехлом платформы в Новопортовском районе. На соседней с востока территории по результатам бурения в составе стратона описаны аргиллиты, углисто-глинистые и глинистые сланцы, мергели, известняки (в том числе органогенные); внизу отмечены прослой песчаников. Подразделение согласно подстилается мергельно-известняковой толщей девона. Глубина залегания кровли рассматриваемого таксона на территории листа составляет около 2500 м. Мощность известняково-аргиллитовой толщи – 300–800 м [70].

Яхлинская толща (C<sub>1-2</sub>jh) относится к Шеркалинскому району, выделяется на геологической карте доюрских образований по геофизическим данным. Подобные отложения развиты и на территории смежных листов Р-42 и Р-41 [75, 76]. Лучше всего они изучены там в скв. 812 «Яхлинской нефтегазоразведочной площади», где представлены чередующимися известняками (в том числе песчанистыми), известковыми але-

ролитами, глинисто-кремнистыми сланцами с линзами конгломератов; в подчиненном количестве присутствуют лавы и туфы базальтов, а также рассланцованные туфы среднего состава. В упомянутой скважине раннекаменноугольный возраст (по поздний визе включительно) обоснован определениями фораминифер. Выше по «сборному разрезу» (находящаяся в непосредственной близости скв. 8-Р) комплекс фораминифер из черных углистых известняков, по заключению О. И. Богуш (1975 г.), отвечает уже раннебашкирскому времени. Мощность яхлинской толщи на территории листа предположительно достигает 700 м. Здесь она несогласно перекрывает ловинские вулканогенно-осадочные образования.

### **Пермская система**

Ярудейская толща (P<sub>jr</sub>) является единственным стратоном данной системы на рассматриваемой территории. Пермские отложения, развитые в незначительном объеме, присутствуют только в Ярудейском районе. По данным глубокого бурения (скв. 53), они вскрыты на сравнительно небольшую мощность в интервале 2761–2880 м [72]. Толща сложена вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками, темно-серыми горизонтально-слоистыми аргиллитами и алевролитами (в т. ч. углистыми); включает редкие линзы туффитов. Слоистость подчеркивается сменой гранулометрического состава и разной степенью концентрирования рассеянных в целом растительных остатков. В интервале 2809–2811 м в упомянутой скважине из аргиллитов выделена и определена флора, характеризующая отложения как среднепермские [72]. Южнее локальное поле развития ярудейской толщи выделяется по геофизическим данным. Обе границы стратона определяются как стратиграфически несогласные: нижняя – с осадочно-вулканогенной толщей девона или (уже со структурным несогласием) с породами верхнего протерозоя, нижняя – с тыявынской свитой триаса либо с юрскими отложениями. Мощность толщи – до 150 м.

## **МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

На территории листа Q-42 представлена всеми системами и отделами; соответствующие подразделения охватывают подавляющее большинство ярусов общей шкалы.

### **Триасовая система**

Туринская серия (T<sub>1-2tr</sub>) выделена Н. Н. Ростовцевым (1956 г.) при исследовании Тюменской опорной скважины, названа по р. Тура (приток Тобола, Западная Сибирь). На рассматриваемой площади ее отложения распространены в Ляпинско-Шеркалинском и Тундринском районах; наиболее полный разрез стратона изучен юго-западнее (лист Р-41) [75]. Там скважинами вскрыты образования, представленные чередующимися ба-

зальтами (в основном миндалекаменными), долеритами, трахибазальтами, их туфами, а также аргиллитами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, алеврито-глинистыми сланцами, туфогенно-осадочными породами, иногда – в виде тонких пропластков – известняками. В подчиненном количестве отмечены андезиты, риолиты и их туфы. На смежном с юга листе Р-42 к триасу отнесен выделенный по геофизическим данным и материалам нефтеразведочного бурения на Рогожниковском лицензионном участке (РЛУ) одноименный сейсмостратиграфический комплекс (РССК). Нижняя и средняя его части («вулканогенно-терригенная толща») в работе сопоставлены с туринской серией, а верхняя («терригенно-вулканогенная толща») – с вышележащими (условно верхнетриасовыми) образованиями [76]. Породы не метаморфизованы и залегают близгоризонтально, что отчасти нарушается только вблизи разломов. Обоснование возраста туринской серии дано в основном по палинологическим данным и характеризуется доминированием спор *Discisporites microdiscus* (К.-М.) Vаг.; встречены миоспоры, близкие к *Aratrisporites*, а также единичные акритархи *Veryhacium* и др., споры *Anulatispora* sp., *Anapiculatisporites* sp., *Discisporites microdiscus* (К.-М.) Vаг., характеризующие нижнюю половину триаса [75, 76]. Мощность толщи серии – более 1400 м.

Тыявынская свита ( $T_{2-3tv}$ ) распространена в Ярудейско-Хетгинском районе. Терригенные отложения триаса, пересеченные Ярудейской параметрической скв. 72 в интервале глубин 3834–4397,5 м, сложены переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями гравелитов и линзами конгломератов в нижней части. Ряд исследователей (Ю. А. Ехлаков и др.) сопоставляет их с тыявынской свитой, объем которой отвечает ладинскому, карнийскому и рэтскому ярусам [100]. При этом авторы ссылаются на материалы совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины (1999 г.), где это подразделение было описано, и на свои более ранние работы. Они же полагают, что данная свита развита и западнее Ярудейской скважины, а также распространяется за восточную рамку площади листа Q-42 (к Надымской параметрической скважине и далее). Стратон со стратиграфическим несогласием и размывом перекрывается котухтинской свитой юры (верхний плинсбах–аален); нижний его контакт (предполагаемое структурное несогласие) с девонскими осадочно-вулканогенными образованиями здесь «тектонизирован». Кровля и подошва рассматриваемого подразделения отождествляются соответственно с отражающими сейсмогоризонтами А и F. В серийной легенде тыявынская свита отсутствовала; введена в нее авторами данной работы при подготовке к изданию ГК-1000/3. По литологическому составу и возрасту ближе всего к ней объединенные варенгяхинская и витютинская свиты. Мощность свиты – до 850 м.

Тампейская серия ( $T_{2-3tm}$ ) развита в Ямальском районе на северо-востоке территории. Она объединяет сероцветные существенно терригенные образования [72], представленные (в изученных за пределами территории листа разрезах) темно-серыми аргиллитами, алевролитами, туфоалевролитами, углистыми песчаниками с прослоями разнозернис-

тых полимиктовых песчаников и конгломератов. Здесь вскрыты на забое скв. 3, прослежены по геофизическим данным. Стратон залегает в узком палеопрогибе, протягивающемся более чем на 130 км вдоль зоны сочленения Уральской и Центрально-Западносибирской складчатых систем. Серия несогласно перекрывается отложениями нижней и средней юры; средне-позднетриасовой ее возраст принят согласно Западно-Сибирской СЛ-200. Мощность отложений составляет здесь, судя по данным геолого-геофизических профилей, не менее 1400 м; восточнее (на соседнем листе) мощность подобных сероцветных осадков в троговых впадинах превышает 2000 м.

Теунтойская свита ( $T_3tn$ ) была выделена Вороновым В. Н. как «пестроцветная грубообломочная толща» [302]. В ранге свиты с указанным названием включена в Легенду Гостеолкарты-200 Полярно-Уральской серии листов [356]. Ее образования распространены в Щучинском районе; вскрыты скважинами в Лаборовской, Надаяхинской, Ямбутинской впадинах. Свита несогласно, с базальными конгломератами залегает на палеозойских образованиях складчатого фундамента (нередко с реликтами кор выветривания). Верхняя ее граница (стратиграфически также несогласная) проводится в подошве конгломератов лаборовской свиты. Рассматриваемое подразделение сложено в основании валунно-галечными конгломератами, реже разнозернистыми песчаниками с валунами и галькой, на которых залегают пестроцветные песчаники, пески, алевролиты, глины с линзами конгломератов, гравелитов, аргиллитов, конглобрекчий. Состав свиты изменчив по соотношению обломочных пород и их мощности. Во впадинах линейного типа (Надаяхинская, Ямбутинская) разрезы имеют двучленное строение. Нижняя пачка представлена существенно грубообломочными породами (конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками), а верхняя состоит из часто переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов. Мощность отложений от периферии к центру впадин увеличивается от 45 до 208 м. В Лаборовской впадине свита «редуцирована» – мощность ее составляет не более 25 м; при этом в ее южном борту наблюдаются две разновидности разреза. В одних случаях на фундаменте сразу залегает грубообломочная пачка, в других разрез свиты начинается с переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников, сменяющихся выше грубообломочной пачкой. В целом же в углубленных местах впадины стратон характеризуется частым чередованием пород, отмечаются интервалы очень тонкого переслаивания; доминируют обычно двухкомпонентные ритмы (псаммит–алевролит). Максимальная (неполная) мощность свиты, по данным бурения, здесь составляет 180 м. В прибортовых частях впадин слоистость обычно падает под углами 20–35° (редко до 80°), в центральных частях залегание субгоризонтальное с параллельноволнистой текстурой пород. Считается, что теунтойская свита выполнена исключительно континентальными (пролювиальными и аллювиальными) фациями.

Обломочный материал конгломератов, конглобрекчий, гравелитов представлен гранитоидами, габброидами, гипербазитами, гранатовыми амфиболитами, вулканитами разного состава, кварцитами, известняками, глинисто-кремнистыми и графитоидными сланцами, жильным кварцем.

Обломки плохо окатаны и плохо сортированы, что свидетельствует о незначительном их переносе. Псаммитовые и алевритовые породы состоят преимущественно из кварца и полевого шпата; кроме того, в них содержатся хлорит, клиноцоизит, эпидот, биотит, гранат, амфибол, пироксен, обломки пород (в том числе угля), растительный детрит. В Лаборовской впадине в отложениях нередки слои, насыщенные магнетитом. Образования свиты слабо литифицированы, за исключением тех, что выходят на дневную поверхность вблизи оз. Нядато. Геохимическая специализация пород выражена повышенными содержаниями меди ( $K_k = 1,5-2,15$ ) и марганца ( $K_k = 12,4-19,2$ ). Остальные микроэлементы (Ti, Ni, Pb, Zn, Y, Mo, Zr, Ba, Sn) имеют концентрации, близкие к кларковым значениям. Свита перспективна на выявление древних россыпей золота. Возраст отложений определяется наличием спорово-пыльцевых комплексов карнийского яруса (скв. 6) [302]. Максимальная мощность таксона – 195 м.

Саранпаульская свита ( $T_3sr$ ) выделена Б. Ф. Костюком при ГС-50 в бассейне р. Ятрия в Войкарском районе. На площади листа закартирована В. А. Душиным и др. [68]. По мнению Е. К. Ковригиной, выделение ее здесь неправомерно, так как основные поля развития свиты находятся юго-западнее (трапеции Q-41, P-41, O-41), на территории Уральской серии листов ГК-1000/3. Там на картах она чаще всего объединяется с вышележащими семянской и ятринской свитами. Стратон распространен локально, со структурным несогласием лежит на домезозойских образованиях и стратиграфически несогласно перекрывается здесь сразу угленосной ятринской свитой рэта. Подразделение представлено пестроцветными конгломератами, гравелитами, песками и песчаниками (с маломощными прослоями бурых углей), а также алевритами и алевролитами (иногда с примесью гальки и гравия), включающими линзы аллитов и бокситов. Нередко залегает на дресвянистой или каолиновой коре выветривания пород фундамента. Основными особенностями свиты являются [329] преобладание зеленоцветных, красноцветных и пестроцветных отложений над сероцветными; обломочный состав пород при слабой сортированности, окатанности и полимиктовом «наборе» обломков; невысокая цементированность пород; каолинит-гидрослюдистый или монтмориллонитовый состав глинистых компонентов; редкое присутствие растительного детрита. Позднетриасовый возраст подтверждают результаты спорово-пыльцевого анализа проб из ряда скважин, где установлены *Diplezidaceae*, *Azonoletes*, *Leiotriletes*, *Duplexisporites*, *Cheropteuria*, *Stenosonotriletes*, *Ginkgoaceae*, *Coniferae*, *Pinaciae* и др. [329]. Ранее саранпульская свита датировалась средним–поздним триасом (ладинский–карнийский века); с учетом новых палеонтологических данных, время ее накопления ограничено карнием. Мощность стратона – более 80 м.

Лаборовская свита ( $T_3lb$ ) распространена в Щучинском районе [356]. Нижней ее границей в одних случаях является подошва среднегалечных конгломератов (мощностью до 4 м), залегающих с размывом на пестроцветной теунтойской свите (скв. 11), в других – биогенно-глинистые образования: углистые аргиллиты и бурые угли (скв. 9); это объясняется неровностями рельефа при седиментации. Сверху подразделение несо-

гласно перекрывается ятринской свитой или отложениями нижней юры. Базальные конгломераты сменяются чередующимися сероцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, аргиллитами (в т. ч. углистыми); характерно присутствие многочисленных пластов и прослоев бурых углей. Минимальная мощность (28 м) зафиксирована в скв. 11. В северном борту одноименной впадины свита представлена преимущественно псаммитами и алевролитами; пласты бурых углей малочисленны и маломощны. Характерно грубое переслаивание пород (мощность от 8 м и более) и «засоренность» всего разреза гравием, гальками, валунами, а также кластогенной слюдой и обломками угля. В верхах стратона количество грубообломочных примесей увеличивается до образования отдельных пластов конгломератов или крупнозернистых песчаников с галькой. К этой грубообломочной пачке мощностью около 45 м приурочены все углепроявления. В углубленных частях впадины (скважины 8, 9) разрез имеет более дифференцированный состав, характерно частое переслаивание пород при мощности пластов до первых метров. В разрезе чередуются трехкомпонентные (аргиллитопесчанико-алевролитовые) и двухкомпонентные (песчанико-алевролитовые) пачки; в целом преобладают тонко- и мелкозернистые породы. Крупные фракции среди примесей отсутствуют, кроме кластогенной слюды, сконцентрированной в верхней части свиты. Угольные пласты мощностью от первых сантиметров до 6 м равномерно распределены по разрезу.

В Надаяхинской впадине отличительной особенностью стратона является отсутствие биоогенно-осадочных пород, хотя растительный детрит встречается часто; спорадически в свите отмечаются гальки и валуны. Максимальная зафиксированная мощность свиты здесь 174 м (скв. 8). Слоистость обычно субгоризонтальная или полого-волнистая, при наклонном падении углы 5–10° (редко до 45°); в отдельных пластах наблюдаются текстуры взламывания (с обломками углей). Свита образована континентальными (озерно-аллювиальными, реже аллювиально-пролювиальными) фациями. Обломочный материал конгломератов и гравелитов существенно кварцевый, отмечаются также обломки кварцитов, графитоидных и глаукофановых сланцев, в единичных случаях – кварцевых песчаников, геохимически стратон характеризуется околокларковыми содержаниями микроэлементов. В отдельных породах установлены повышенные концентрации марганца ( $K_k = 4,9$ ), никеля ( $K_k = 3,9$ ), меди ( $K_k = 1,75$ ). Свита угленосна, наиболее перспективна на выявление новых пластов бурого угля центральная часть Лаборовской впадины [302]. Позднетриасовый (норийский) ее возраст принят на основании определений спорово-пыльцевых комплексов. Максимальная (неполная) мощность подразделения – 216 м.

Ятринская свита ( $T_3jt$ ) развита локально (в небольших палеовпадинах), венчает разрез верхнего триаса в Щучинском и Войкарском районах. В последнем вскрыта двумя скважинами (на площади Князьельской и Оксяшорской впадин) на глубинах от 182,8 до 297,6 м [328], где залегает на пестроцветных отложениях, отнесенных к саранпаульской свите, а перекрывается осадками нижней юры. В Щучинском районе несогласно лежит на лаборовской свите. Стратон повсюду образован переслаиванием

песков, глин и алевроитов, среди которых отмечаются стяжения сидерита; вмещает угольные пласты, характерны также включения обуглившегося детрита и мелкие линзы бурых углей. К прибортовым частям впадин наблюдается огрубение осадков и выклинивание угольных пластов. На западе Лаборовской впадины (скв. 8) мощность свиты незначительна; здесь она также несогласно перекрывается отложениями нижней юры. Рэтский возраст подразделения принят на основании находок в песчаниках и алевролитах палинокомплексов, среди которых преобладают споры (56–63%) семейств *Dictyophyllidites* (2–8%), *Dipteridaceae* (3–8%), *Osmundacidites* (6–8%); обнаружены *Duplexisporites* spp. (2–4%), *Cyathidites* spp. (3–17%), *Leiotriletes* spp. (4–7%), *Clathropteris obovata* var. *magna* Tur.-Ket. (2–4%), *Obtusisporites junctus* (К.-М.) Россок. (1–2%), *Auritulina* spp. (1–13%) и др.; также встречается пыльца *Alisporites* (20–30%), *Piceapollenites* (20–30%), *Dipterella oblatinoides* NaI. (20–30%), единичные *Gnetaceapollenites* sp., *Podocarpidites* sp., *Taenisporites* sp., *Cordaitales* sp. Мощность ятринской свиты – более 100 м.

### Юрская система

Распространена значительно шире триаса; считается, что именно с нее началось формирование «полноценного» чехла платформы. Нижняя граница системы проводится достаточно уверенно по контакту слабодисцированных осадочных отложений со складчатым фундаментом. Во всех случаях она регистрируется бурением и сейсмическими исследованиями (по плотностному скачку, стратиграфическим и угловым несогласиям) как отражающий сейсмический горизонт А; последний фиксируется на абс. отм. 400–минус 4700 м, обычно плавно погружаясь в юго-восточном направлении либо (на северо-востоке площади) выражаясь резким уступом с перепадом в 1500 м.

Система представлена всеми отделами; граница нижнего и среднего отделов в достаточной мере условна (проводится по геофизическим данным), среднего и верхнего уверенно определяется по появлению морской фауны.

Яны-маньинская и тольинская свиты объединены ( $J_{1-2}jm+tl$ ) распространены в виде узкой полосы вдоль восточного склона Урала на склоне Северо-Приполярной малой моноклинали (Полярное и Приполярное Зауралье) и в районе Щучьинского выступа (Щучьинский район). Картируемый таксон залегает с размывом на триасовых или палеозойских образованиях на глубинах от 20 до 600 м. Свиты объединены по условиям масштаба (из-за малых размеров контуров); суммарная их мощность – до 350 м.

Нижняя часть разреза соответствует яны-маньинской свите ( $J_{1-2}$ ), выделенной В. А. Лидером [154] со стратотипом по р. Яны-Манья на восточном склоне Приполярного Урала. Свита с размывом залегает на отложениях верхнего триаса или с угловым несогласием на палеозойских образованиях, с размывом перекрывается тольинской свитой. Она сложена преимущественно глинами коричневатато-серыми, аргиллитоподобными с прослоями аргиллитов (иногда углистых) и песчаников. В основании

практически повсеместно залегает базальный горизонт, представленный гравелитами и слабосцементированными конгломератами. По разрезу отмечаются редкие и маломощные прослои бурых углей (0,9–5,4 м). С отложениями связаны проявления бурых углей. Возраст свиты по спорово-пыльцевым данным Л. В. Ровниной, Н. К. Глушко, В. Г. Стрепетиловой и Н. С. Бочкарёвой (скважины 8, 9, 11) датируется концом геттангского–ааленским веком, что подтверждается спорово-пыльцевыми комплексами с доминантами *Cyathidites* (*C. minor* Соур. и др.), *Disacites*, *Disavites*, *Sycadopites* sp. [155].

Тольинская свита ( $J_2$ ) выделена В. А. Лидером [155] по р. Толья и разрезам Тольинского буроугольного месторождения (восточный склон Приполярного Урала). Она распространена в тех границах, что и яны-маньинская свита и представлена толщей неритмичного переслаивания монтмориллонитовых и каолинитовых глин, бурых углистых аргиллитов, алевролитов, песчаников, пластов бурых углей (до 7,0 м). В основании – гравелиты и конгломераты с глинистым и карбонатным цементом. Среднеюрский (байосский–батский) возраст свиты обоснован Л. В. Ровниной, Н. К. Глушко, В. Г. Стрепетиловой по спорово-пыльцевым комплексам, содержащим *Cyathidites minor* Соур., *Lycopodiumsporites subtrotundus* (К.-М.) Vinogr., *L. marginatus* Singh., *L. intortivallus* Sach. et Il., *Neoraistrickia rotundiformis* (К.-М) Taras., *N. truncata* (Cook) Potonie, *N. longibaculata* Schweiko, *N. baculifera* (Mal.) Il., *Osmundacidites* sp., *Piceapollenites* sp., *Lycopodiumsporites* spp., *Oismundacidites* spp., *Pinaceae*.

Свиты объединены ввиду малых размеров их контуров на карте масштаба 1:1 000 000, их суммарная мощность – до 350 м.

Левинская, шараповская, китербютская, надояхская и лайдинская свиты объединенные ( $J_{1-2}lv÷ld$ ) распространены в северо-восточной части территории листа (Южно-Ямальский район); выделены по данным сейсморазведки и результатам бурения на Мантойской, Сюняй-Салинской и Западно-Яротинской нефтепоисковых площадях на глубинах минус 1700–минус 3100 м. Объединены в один стратон ввиду слабой изученности; определить положение границ латерального распространения каждой из них в настоящее время не представляется возможным. С кровлей лайдинской свиты совпадает отражающий сейсмический горизонт  $T_3$ .

Левинская свита ( $J_1$ ) залегает с разрывом на разновозрастных доюрских образованиях, выклиниваясь на сводах положительных структур. Она сложена глинами аргиллитоподобными темно-серыми алевролитистыми и тонкоотмученными с прослоями глинистых песчаников и алевролитов. В зонах выклинивания встречается рассеянная, хорошоокатанная галька кварца, кремния, эффузивных и изверженных пород. В южном направлении возрастает количество и мощность прослоев алевролитов и песчаников горизонтально- и диагональнослоистых. В левинской свите на сопредельной территории (Q-43, Новопортовская площадь, скв. 125, глубина 2580–2585 м) встречен комплекс фораминифер с *Textularia areoplecta*, *Trochammina inusitata*, а также раннеплинсбахские споры и пыльца. Мощность свиты – до 40 м.

Шараповская свита ( $J_1$ ) представлена мелководно-морскими, дельтовыми и аллювиальными отложениями. В верхней части разреза залегают темно-серые алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями светло-серых песчаников, с намывами углисто-глинистого материала. Песчаники мелкозернистые алевроитовые светло-серые диагонально- или волнистослоистые с обломками углефицированной древесины и намывами углисто-глинистого материала, с редкими прослоями аргиллитов. Вниз по разрезу породы грубеют – песчаники светло-серые мелко- и крупнозернистые, часто гравелистые с рассеянной, хорошоокатанной галькой кварца. Отнесение шараповской свиты к плинсбаху обосновывается остатками двустворок, отпечатками растений и богатейшими палинокомплексами. Мощность свиты – 20–100 м.

Китербютская свита ( $J_1$ ) сложена темно-серыми, почти черными, иногда битуминозными тонкодисперсными или алевроитовыми глинами и аргиллитами, с редкими подчиненными прослоями алевролитов, реже песчаников. Породы массивные горизонтальнослоистые, часто содержат остатки морской фауны. На сопредельной территории определены ранне-тоарские фораминиферы: *Saccamina* aff. *inanis* Sch l., *Ammodiscus glumaceus* G. et. S., *Ammobaculites lobus* G. et. S. (определения В. В. Сапьяника). Возраст свиты принимается ранне-тоарским; формирование ее происходило в прибрежно-морских условиях, мощность – 25–69 м.

Надояхская свита ( $J_{1-2}$ ) представлена преимущественно средне- и мелкозернистыми песчаниками с карбонатным или глинистым цементом, алевролитами, иногда тонко переслаивающимися аргиллитами. Текстуры песчаников массивные, горизонтально-линзовидно- и косослоистые, алевролитов и аргиллитов – горизонтально- и волнистослоистые. В северных разрезах преобладают морские фации, южнее свита сложена комплексом дельтовых песчано-глинистых образований. Мощность ее возрастает от прибортовой части на восток до 66 м.

Лайдинская свита ( $J_2$ ) трансгрессивно залегает на надояхской или (с размывом) на тюменской свитах. Слагается серыми, темно-серыми с буроватым оттенком аргиллитами, аргиллитоподобными глинами с редкими и маломощными прослоями алевролитов и песчаников. Наблюдаются следы биотурбаций, конкреции пирита и сидерита. Песчаники светло-серые с зеленоватым оттенком, полевошпатово-кварцево-граувакковые с карбонатным или хлорит-гидрослюдыстым цементом, массивные, содержат зерна глауконита и темноцветных минералов. Алевролиты темно-серые плотные слюдыстые с тонкой параллельной, местами волнистой слоистостью, с включением обильных углстых материалов. Роль песчанистого материала возрастает в южном направлении. Согласно определениям на сопредельных площадях и региональных стратиграфических схемах, возраст свиты принимается ранне-позднеааленским. Мощность свиты – до 60 м.

С объединенным стратоном связаны продуктивные нефтеносные пласты Ю<sub>10-11</sub>. Общая его мощность возрастает от нескольких метров на западе до 175 м на востоке.

Горелая свита ( $J_{1-2gr}$ ) выделена А. А. Неждановым и В. В. Огибениным в 1987 г. со стратотипом в скв. 6 «Горелой (Ханты-Мансийской)

площади» (инт. 3130–3266 м). Она развита на юго-востоке территории (Приобский район), в северо-восточном направлении замещается котухтинской, в северо-западном – шеркалинской свитами. Горелая свита с угловым несогласием залегают на разновозрастных доюрских образованиях (выполняя понижения в фундаменте) и согласно перекрывается тюменской свитой; имеет общее погружение на восток. Абсолютные отметки кровли – минус 3100–минус 3400 м. В составе свиты при детальном катировании выделяются две подсвиты, каждая из которых имеет четкое двучленное строение. В частности, нижняя пачка верхней подсвиты выделяется в качестве продуктивного нефтеносного пласта Ю<sub>10</sub>; она представлена серыми до черных, иногда углистыми аргиллитоподобными глинами с прослоями и линзами песчаников и алевролитов, линзами бурых углей. Вблизи выступов фундамента породы более песчаные, появляются гравелиты. Верхняя (радомская) пачка представлена «тонкоотмученными» аргиллитоподобными слабобитуминозными глинами – темно-серыми или черными, иногда буроватыми, местами алевролитистыми. В них встречаются линзовидные прослои и линзы сидеритов небольшой толщины, распространены обугленные растительные остатки и углистый детрит. Верхняя часть пачки обычно содержит больше алевроитового и песчаного материала. К кровле стратона приурочен сейсмический отражающий горизонт Т<sub>3</sub>. В отложениях горелой свиты на «Верхнеказымской площади» (смежный лист Р-42) в одной из скважин Н. К. Глушко и В. Г. Стрепетиловой выявлены плинсбахский (гл. 3762–3790 м) и позднеплинсбахско-тоарский (гл. 3700–3738 м) комплексы спор и пыльцы. Накопление осадков рассматриваемого подразделения происходило как в прибрежно-бассейновых условиях (песчаные пачки), так и в зонах, более удаленных от берега (существенно глинистые пачки). Мощность горелой свиты – 250–500 м; за восточной рамкой листа она увеличивается (в прогибах) до 700 м.

Шеркалинская свита (J<sub>1-2</sub><sup>5r</sup>) выделена Л. В. Ровниной в 1964 г., позднее А. А. Нежданов и В. В. Огибенин [175] уточнили стратотип по разрезу «Талинской скв. 133» (инт. 2790–2917 м). Распространена в центральной части листа Q-42 (Красноленинско-Ярудейский район) полосами вдоль выступов фундамента. Она с угловым несогласием залегают на разновозрастных доюрских образованиях (полностью выклинивается на крыльях Полуйской моноклинали) и согласно перекрывается тюменской свитой. Граница с последней плавная, иногда едва уловимая. Абсолютные отметки кровли минус 2000–минус 4200 м. Свита подразделяется на две подсвиты, каждая из которых состоит из двух пачек. Площадь распространения пачек увеличивается вверх по разрезу.

Пачка нижней подсвиты представлена грубозернистыми, часто каолинизированными песчаниками, гравелитами, конгломератами, брекчиями, включающими прослои и линзы глинистых алевролитов и аргиллитов с углефицированным растительным детритом. Наблюдаются прожилки застывшего битума и обилие крупных растительных остатков. Нередко в значительных количествах присутствуют гравий и мелкая галька подстилающих пород. Прослои серых аргиллитоподобных глин имеют резко подчиненный характер. По мере удаления от выступов фундамента происходит

существенная «глинизация» пород. С песчаной пачкой (пласт Ю<sub>11</sub>) связаны месторождения нефти. Пачка 2 (тогурская) представлена глинами темно-серого цвета (часто со слабым зеленоватым оттенком), тонкоотмученными аргиллитоподобными с редкими прослоями, обогащенными алеврито-песчаным материалом. Пирит присутствует в виде мелких стяжений и присыпок, часты оолиты сферосидерита. В непосредственной близости к выступам фундамента пачка обогащается песчаным материалом, появляется гравий кварцевого состава, граница с пачкой 1 становится неясной.

В верхней подсвите пачка 1 сложена песчаниками разномасштабными, преимущественно кварцевыми, часто каолинизированными, переходящими местами в гравелиты. Встречаются маломощные прослои темно-серых углистых глин. Мощность песчаной пачки (пласт Ю<sub>10</sub>) не превышает 50 м. Пачка 2 (радомская) выполнена глинами темно-серыми до черных, тонкоотмученными, участками слабобитуминозными с углистым детритом. У выступов фундамента происходит «опесчанивание» глин, в нижней части разрезов появляется гравий. Мощность глинистой пачки изменяется от 5 до 20 м. В скв. 53 (инт. 2390–2400 м) Г. В. Касаткиной установлены палинокомплексы аалена; характерной их чертой является увеличение объема гладких трилетных форм, повышение роли плауновых (иногда до 10%), обеднение комплекса древними формами и исчезновение спор, присущих южным палинофлорам.

Возраст пород установлен по сопоставлению с разрезами смежных территорий (лист Р-42). Там в пачке 1 (скважины Талинской площади) Т. В. Кавалеровой определена микрофауна *Trochammina lapidosa* Gerke et Soss., *Vernulina pudica* Schl., *Ammobaculites lobus* Gerke et Soss., свидетельствующая об их плинсбахско-тоарском возрасте. В скважинах Южно-Талинской площади в радомских аргиллитах найдены фораминиферы *Saccamina* sp., *Tolyppamina* sp., *Ammodiscus* cf. *glumaceus* и редкие двустворки *Pronoella?* sp., обычные в морских тоарских отложениях [135]. В Талинской скважине 190 из радомской пачки определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижнеааленских отложений: доминанты – *Cyathidites minor* Cour., *C.* spp.; субдоминанты – *Leiotriletes* spp., *Disaccites*; сопутствующие – *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuzitsch. и др. [114]. В скв. 91 Емангальской площади Н. К. Глушко, Н. М. Игнатовой и Н. С. Бочкаревой были выявлены спорово-пыльцевые комплексы тоара (гл. 3122–3167 м), плинсбаха-тоара (3167–3189 м) и плинсбаха (3189–3202 м). Формирование шеркалинской свиты происходило в условиях интенсивного химического выветривания [195] и активной эрозии выступов фундамента с многократным перемывом выносимого в область накопления материала. Мощность шеркалинской свиты – от первых метров до 250 м, иногда более.

Котухтинская свита (J<sub>1-2kt</sub>) является фациальным аналогом горелой и шеркалинской свит, развита в юго-восточной части площади листа (Пурпейско-Котухтинский район) в пределах Западно-Ярудейской впадины, Водаяхинско-Надымского прогиба и Ярудейского вала. Стратон с угловым несогласием залегает на разновозрастных доюрских образованиях (выполняя палеовпадины в фундаменте) и согласно перекрывается тюменской

свитой, имеет общее погружение в восточном направлении. Верхний контакт подчас «трудноуловимый», из-за чего бывают разночтения в проведении этой границы свиты. Абсолютные отметки кровли, установленные по сейсморазведочным данным, от минус 3100 до минус 4300 м; к ней приурочен отражающий сейсмический горизонт  $T_3$ .

Котухтинская свита подразделяется на две подсвиты с двумя пачками в каждой. Пачка 1 нижней подсвиты сложена песчаниками разномерными серыми или зеленовато-серыми, прослоями известковистыми, чередующимися с серыми алевролитами и темно-серыми уплотненными (аргиллитоподобными) глинами, иногда алевритистыми. Встречаются линзы сидеритов, остатки листовой флоры, растительный детрит, изредка единичные двустворки. Пачка 2 (пласт Ю<sub>11</sub>) представлена уплотненными темно-серыми (иногда с зеленоватым оттенком) глинами, местами слабобитуминозными, с редкими прослоями алевролитов. В породах отмечаются растительный детрит, единичные двустворки, следы илоедов.

В верхней подсвите пачка 1 (пласт Ю<sub>10</sub>) представлена серыми, зеленовато-серыми разномерными песчаниками, карбонатными прослоями, чередующимися с алевролитами и уплотненными темно-серыми глинами; породы иногда биотурбированы. Встречается пирит, иногда сидерит, растительный детрит, отпечатки листовой флоры. Пачка 2 (радомская) сложена уплотненными темно-серыми глинами, прослоями слабобитуминозными с редкими линзами песчаников и алевролитов. Иногда в породах наблюдаются ходы илоедов, растительный детрит, отпечатки листовой флоры, единичных двустворок. Котухтинская свита охватывает самые верхи плинсбахского яруса, тоарский ярус и нижнюю половину аалена. Мощность ее – от 130 до 400 м, восточнее площади в переуглублениях она может достигать 800 м.

Тюменская свита ( $J_2tm$ ) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. [232] со стратотипом в Тюменской опорной скважине (инт. 1434–1472 м); развита на большей части площади листа (Нижеобской, Приобский, Краснотенинско-Ярудейский, Пурпейско-Котухтинский, Южно-Ямальский районы). Она согласно залегает на ниже-среднеюрских свитах или же с несогласием перекрывает разновозрастные доюрские образования, выклиниваясь на наиболее приподнятых выступах фундамента. Описываемый стратон трансгрессивно перекрывается абалакской или даниловской свитами. Абсолютные отметки кровли тюменской свиты – минус 1700–минус 3350 м. Общий (региональный) наклон отмечается в восточном и юго-восточном направлениях. Свита условно расчленяется на три сложно построенные подсвиты, представленные частым незакономерным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Определить точное положение границ подсвит зачастую невозможно.

Нижняя подсвита сложена полимиктовыми грубозернистыми светло-серыми песчаниками с подчиненными прослоями темно-серых, буровато-серых аргиллитов с прослоями углей мощностью до 2 м; у выступов фундамента среди них появляются прослои и линзы гравелитов. К подсвите приурочены продуктивные нефтеносные пласты Ю<sub>7</sub>–Ю<sub>9</sub>.

Средняя подсвита сложена преимущественно аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с маломощными прослоями алевролитов и песчаников. Аргиллиты темно-серые, почти черные, в различной степени битуминозные. Алевролиты серые, светло-серые сидеритизированные с редкими прослоями глинистых известняков. Песчаники светло-серые мелкозернистые слюдистые. В западных районах в ее составе также отмечаются редкие прослои гравелитов, развитых вблизи выступов фундамента. В составе средней подсвиты обособляются продуктивные нефтеносные пласты Ю<sub>5</sub>–Ю<sub>6</sub>.

Верхняя подсвита представлена ритмичным чередованием аргиллитов, аргиллитоподобных глин, алевролитов, песчаников с прослоями и линзами угля. На большей части площади развития в основании верхней подсвиты обособляется пачка существенно песчаных пород, в которой присутствуют прослои гравелитов, аргиллитов, алевролитов. К ней приурочены продуктивные нефтеносные пласты Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>4</sub> сложного строения. В целом породы тюменской свиты характеризуются большим разнообразием литологического состава, текстурных особенностей и генетических типов. По всему ее разрезу встречаются в различной степени «карбонатные» прослои, стяжения и линзы сидерита, пирит, пропластки бурых углей, неравномерная вкрапленность пирита и обугленного детрита, крупные растительные остатки. Отложения представлены континентальными фациями; они накапливались преимущественно в аллювиальных, озерных и озерно-болотных условиях. По данным Б. В. Топычанова [408], обломочный материал отсортирован и имеет усредненный аркозовый состав (%): кварц – 40, полевые шпаты – 40, слюды – 15–20; встречаются обломки пород: эффузивов кислого состава, слюдистых сиенитов, кварцитов (20%). На контактах зерен нередко отмечается глинистый материал с примесью гелифицированного углистого детрита; состав цемента в целом кварц-каолинит-хлоритовый. Палеонтологически свита охарактеризована очень слабо. По положению в разрезе и сопоставлению с соседними районами возраст ее считается позднеааленско–позднебатским. Мощность ее увеличивается с юго-запада на северо-восток от первых метров до 700 м.

Маурыннинская и лопсинская свиты объединенные (J<sub>2-3</sub>mr+lp) закартированы в составе единого таксона по условиям масштаба; выделяются в Полярном и Приполярном Зауралье. Они вскрыты Салехардской скважиной и бурением по Обскому профилю на глубинах 138–410 м.

Маурыннинская свита (J<sub>2-3</sub>) выделена П. Ф. Ли [232]; в большинстве случаев согласно залегает на тольинской свите и без следов размыва перекрывается лопсинской свитой. Сложена преимущественно плитчатыми серыми, темно-серыми глинами (нередко алевролитистыми) гидрослюдистого и каолин-гидрослюдистого состава с прослоями разнозернистых глауконитовых песчаников. Как правило, крупнообломочные разности приурочены к нижней половине разреза. Для свиты характерно обилие обломков белемнитов и пеллеципод, а в нижних горизонтах – скопления обуглившихся растительных остатков и линзочек бурого угля, вероятно,

отложившихся еще в условиях опресненного бассейна, унаследованного от предшествующего тольинского седиментационного цикла.

В низах разреза определен комплекс фораминифер с *Ammodiscus ugliscus* Ehrenb позднекемловейского возраста. Выше установлены аммониты и белемниты: *Amoeboceras* ex gr. *alternans* (Buch.), *Cardioceras* cf. *zieleni* (Ronul.), *Pachyteuthis* cf. *panderi* (Orb.), *Cylindroteuthis* sp., а также фораминиферы *Rocorvoides disputabilis* Dain, *Trochammina minutissima* Dain, *Ammobaculites* aff. *multiformis* Dain, *Spiroplectammina tobolskensis* Beljaev [18]; эти формы характерны для позднего оксфорда. Мощность свиты обычно не превышает 55 м.

Лопсинская свита ( $J_3$ ) выделена В. А. Лидером [155]; развита на тех же площадях, что и маурыньинская свита, согласно перекрывается федоровской свитой. В разрезе преобладают каолин-гидрослюдистые глины серые и темно-серые с зеленоватым оттенком, с едва заметной слоистостью, иногда грубоплитчатые, с горизонтами карбонатных конкреций и редкими прослоями кварц-глауконитовых алевролитов и песчаников, несущих примесь обугленного растительного детрита. Для лопсинской свиты характерны многочисленные аммониты, по мнению Ю. В. Брадучана образующие полную зональную и подзональную последовательность от *Pictonia involuta* (нижняя зона раннего кимериджа) до *Pectinatites pectinatus* (верхняя зона нижневолжского подъяруса). Кроме того определены белемниты, двустворчатые моллюски и фораминиферы; последние широко представлены в разрезах скважин Обского профиля, что позволило выделить кимериджские комплексы зон *Verneulinoides graciosus*–*Cancrisiella ambitiosa*; *Naplophragmoides canuiformis*, *Lenticulina micnailova* и *Cancrisiella ambitiosa*; *Pseudolamarckina lopsiensis*–*Lenticulina iatriensis*, а также нижневолжский с *Pseudolamarckina voliaensis*. На кимеридж-ранневолжское время формирования стратона указывают также спорово-пыльцевые комплексы.

Общая мощность подразделения – от 50 до 130; редко (за рамкой листа) – до 180 м.

Абалакская свита ( $J_{2-3ab}$ ) выделена П. Ф. Ли в 1959 г. в скважинах «Абалакской площади» без указания стратотипа, поэтому Ю. В. Брадучан предлагает в качестве такового принять разрез Уватской опорной скважины (инт. 2764–2830 м), по материалам изучения которой впервые было приведено описание свиты в открытой печати [153]. Она развита в Берёзово-Красноленинском и Фроловско-Тамбейском районах на глубинах от 1604 м («Верхнекуноватская площадь») до 3473 м («Среднехулымская площадь»). Трансгрессивно залегает на тюменской свите, редко (с угловым несогласием) ложится на доюрские породы в западной части территории листа; согласно перекрывается баженовской и тутлеймской свитами. Абалакская свита представлена «тонкоотмученными» глинами темно-серыми, часто с зеленоватым оттенком (за счет глауконита), в различной степени слюдыстыми. По всему разрезу развиты стяжения и «присыпки» тонкодисперсного пирита, карбонатно-сидеритовые конкреции, нередко остатки водорослей. В кровле фиксируется «горизонт» с карбонатными конкрециями, обильным глауконитом и рострами белемнитов. В основании залегает базальная (пахомовская) пачка мощностью до 3 м, сложенная алевроито-песчано-

глинистыми неотсортированными карбонатизированными и сидеритизированными породами буровато-серого цвета с обломками углефицированной древесины и сидеритовыми оолитами; в ядрах последних находятся фораминиферы, ростры белемнитов, лингулы и двустворки.

В Берёзово-Красноленинском районе свита делится на две подсвиты. Нижняя представлена аргиллитоподобными алевроитовыми слюдистыми, местами известковистыми глинами со стяжениями пирита, линзами алевролитов и обильными обломками фауны. В основании также выделяется «пахомовская» пачка, выполненная песчаниками и алевролитами. Возраст нижней подсвиты обоснован богатой фауной среднего и позднего келловея, раннего и среднего оксфорда [18, 162]; среди них аммониты *Cadioceras* aff. *tschefkini* (Orb.), *Rondiceras* ex gr. *milashevici* (Nat.), *Quenstedtoceras* aff. *brasili* Douwill et Troizk., *Cadioceras* ex gr. *cordatum* Sow., комплексы фораминифер с зональными видами **Dorothina insperata**, **Trochammina rostovzevi**, *Ammobaculites tobolskensis*, *Eomarsonella paraconica*, *Ammodiscus pseudoinfirmus* и **Tolypamma svetlanae**. Верхняя подсвита сложена тонкоотмученными аргиллитами, местами с известковыми или глауконит-сидеритовыми конкрециями. Возраст этих образований определен как позднеоксфордско-ранневожский по аммонитам *Amoeboceras* cf. *alternans* Buch., *Am.* ex gr. *kithina* Salf., *Zonovia* ex gr. *uralensis* (Orb.) и фораминиферам лон *Naplophragmoides canuiformis*, *Lenticulina michailovi*, *Saracenaria subsuta*.

Кровля абалакской свиты, по мнению А. А. Булыниковой [233], совпадает с границей нижнего и среднего подъярусов вожского яруса. На основании всех имеющихся палеонтологических данных и в соответствии с региональными стратиграфическими схемами мезозойских отложений время формирования стратона определяется как позднебатско-ранневожское. Накопление отложений происходило в морских условиях в зоне, удаленной от источников сноса. В составе абалакской свиты выделяется продуктивный нефтеносный пласт Ю<sub>1</sub>. Мощность стратона – 12–65 м.

## Юрская–меловая системы

Даниловская свита (J<sub>2</sub>–K<sub>1</sub>dn) выделена в 1977 г. Ю. В. Брадучаном и Г. С. Ясовичем со стратотипом по разрезу Даниловской скважины 62 (инт. 1734–1824 м). На площади листа имеет распространение в Байдарацко-Рявкинском и Обско-Ямальском подрайонах Еремино-Ямальского района. На северо-западе территории по объему ей примерно эквивалентны последовательно залегающие маурыньинская, лопсинская и федоровская свиты. На юге и востоке она замещается абалакской и тутлеймской (или баженовской) свитами, отличаясь от них более однородным глинистым составом и слабой битуминозностью пород. В полных разрезах даниловская свита трансгрессивно залегает на тюменских отложениях, на северо-западе с угловым несогласием – на доюрских образованиях. Верхний контакт ее с ахской свитой согласный. Стратон представлен темно-серыми аргиллитоподобными глинами; в нижней и верхней частях отдельные прослои имеют буровато-коричневый оттенок, в середине встречаются зеленоватые

(за счет глауконита) разности. По всему разрезу фиксируется макро- и микрофауна. Глины преимущественно тонкоотмученные с мелкокораквитым, реже плоским изломами. В низах наблюдаются слюдистые и алевроитистые разновидности с растительным детритом, в верхних – прослойки (до 1 м) глинистых известняков; часто отмечается пирит. Повсеместно в основании прослеживается базальный горизонт мощностью 1–3 м, представленный алевролитами и (или) песчаниками. Обломочные породы слабо сортированные, включают растительный детрит, иногда обломки древесины, сидеритовые оолиты. Эта часть разреза обособляется в «пахомовскую пачку», а в нефтегазовой геологии объект индексируется как пласт Ю<sub>1</sub>. В Янгиюганской параметрической скважине № 56 определены волжские аммониты *Epivirgatites nikitini* (Michalski), *Dorsoplanites* sp., *Pavlovia* (*Pallasiceras*) *subrotundiformis* Mesezhn., двустворки: *Arctotis* aff. *intermedia* Bodylevsky, *Arctica* sp. и фораминиферы *Lenticulina liberi* Rom., *Trixis cuneatus* E. Ivan., *Haplophragmoides* cf. *volgensis*, *Cribrostomoides infracretaceus* (Mjat.), *Astacodus* sp. В скв. 48 установлены *Quenstedtoctras* (*Soanicerias*) cf. *parvulum* Meled. **позднекелловейского возраста**, оксфордские *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) sp. ind., *Eomarsonella paraconica*, *Ammobaculites tobolskensis*, кимериджские *Amoeboceras* (*Amoebites*) sp. ind., волжские *Tolipamina virgule*, *Planularia pressula* и раннеберриасский комплекс фораминифер с *Trochammina rosactaformis*. В скважинах «Яр-Салинской площади» обнаружен ранневолжский аммонит *Pectinatites* sp. Средневолжские фораминиферы зоны *Trochammina septentrionalis* определены в ряде скважин Ярудейской, Танопчинской, Шугинской, Хейгинской площадей и в Янгиюганской параметрической скважине. В скв. 75 найден аммонит *Dorsoplanites* sp. ind. средне-поздневолжского возраста. По имеющимся палеонтологическим данным и согласно региональным стратиграфическим схемам мезозоя, время формирования даниловской свиты определяется как позднебатско-среднеберриасское. К кровле стратона приурочен региональный сейсмический горизонт Б. Мощность его – до 190 м.

Баженовская свита (J<sub>3</sub>-K<sub>1b</sub>z) впервые описана Ф. Г. Гулари [82] как одноименная пачка марьяновской свиты со стратотипом в разрезах скважин «Баженовской площади»; на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1967 г. она переведена в ранг свиты. Этот стратон развит в восточной части площади листа (Фроловско-Тамбейский район). Согласно залегает на абалакской свите и согласно же перекрывается ахской или (за пределами территории) фроловской свитами. В западном направлении подразделение замещается нижней подсвитой тутлеймской свиты. Кровля баженовской свиты прослеживается на абс. отг. минус 2000–минус 3500 м и является регионально выдержанным опорным отражающим сейсмогоризонтом Б. Нижняя и верхняя ее границы достаточно четко фиксируются на диаграммах электрокаротажа по резкому увеличению кажущегося сопротивления. Свита представлена черными с коричневым оттенком «тонкоотмученными» (реже алевроитовыми) аргиллитами, в разной степени битуминозными, тонко-горизонтальнослоистыми либо массивными. Отмечаются частые прослойки радиоляритов и глинистых известняков, последние иногда слагают пачки, ритмично чередуясь с плитчатыми

разностями. Породы содержат пирит в форме стяжений, линзочек и тонких прослоев, а также глауконит. По всему разрезу развиты и рыхлые разновидности тонкозернистых битуминозных отложений, которые образуют, по-видимому, систему линз или отдельных прослоев (мощностью от 0,2 до 10 м), являясь, по мнению И. И. Нестерова [176], основным вмещающим углеводородов. Аргиллиты часто содержат различной сохранности обломки и отпечатки раковин аммонитов, пелеципод, чешую и мелкие кости рыб, зубы акул. Время накопления баженовской свиты установлено по корреляции со смежными районами, где комплекс макрофауны обнаруживает полную последовательность местных зон и слоев на рубеже юры и мела; границы биостратиграфических таксонов там хорошо прослеживаются по каротажу. На основании палеонтологической характеристики стратона на сопредельных территориях и в соответствии со схемами корреляции мезозоя Западной Сибири, возраст его определяется как средневожско-раннеберриасский. Формирование отложений происходило в морских условиях. В составе свиты выделяется продуктивный нефтеносный пласт Ю<sub>0</sub>. Мощность ее обычно составляет 15–20 м, редко до 50 м.

Федоровская свита ( $J_3-K_1fd$ ), выделенная В. А. Лидером [154] в бассейне р. Северная Сосьва, таксономически относится к Полярному и Приполярному Зауралью. Распространена в пределах Северо-Приполярной моноклинали, где залегает на лопсинской свите и перекрывается харосимской свитой. В нижней части стратон сложен темно-зеленовато-серыми алевритистыми глинами с углефицированным растительным детритом; в верхней доминируют алевролиты и глауконит-кварцевые песчаники с редкими прослоями гравелитов, известняков, а также глин с оолитами шамозита. Для всего разреза характерно обилие обломков тонкостенной макрофауны, иногда образующих линзы ракушняков. Возраст свиты в основном определяется находками аммонитов [280], отвечающих более десяти местным зонам, подзонам и слоям в диапазоне от первой средневожской лоны *Pavlovia iatriensis* до *Nectoroceras kochi* – второй лоны «бореального» берриаса. Рассматриваемые отложения содержат, кроме того, средневожский комплекс фораминифер с *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa*, а также радиоларии зоны *Eucyrtidium haeckeli* [60, 58]. По положению в разрезе и сопоставлению с другими площадями время накопления свиты принято средневожско-позднеберриасским. Мощность ее – 20–60 м.

Тутлеймская свита ( $J_3-K_1tt$ ) выделена П. Ф. Ли в 1956 г. по скважинам Дёминской и Берёзовской площадей; стратотип при первом описании указан не был. Лектостратотип принят по разрезу скв. 81 Чуэльской площади в интервале глубин 1628–1668 м (Ю. В. Брадучан, А. И. Лебедев, 1979). Свита развита в юго-западной части территории листа (Берёзовско-Красноленинский район). Она согласно залегает на абалакской свите, а вверху постепенно переходит в ахскую свиту; в сводах локальных поднятий несогласно перекрывает породы фундамента. На востоке нижняя ее подсвита замещается баженовской свитой. Кровля описываемого стратона находится на абс. отм. минус 1200–минус 2700 м. Тутлеймская свита на территории представлена «красноленинским» типом разреза, имеет двучленное строение. Нижняя подсвита сложена черными с коричневатым

оттенком битуминозными землистыми аргиллитами с прослоями глинистых известняков и радиоляритов; включает зерна пирита, фосфатные конкреции, редкий растительный детрит. Верхняя подсвита выполнена только аргиллитами, подобными указанным выше; часто встречаются «прослои» слабо битуминозных листоватых разностей, обычны пирит, фрагменты рыб. С кровлей тутлеймской свиты совпадает региональный отражающий сейсмогоризонт Б. Возраст подразделения основывается на находках во многих скважинах аммонитов *Dorsoplanitinae*, *Dorsoplanites* cf. *tricostatus* Mich., *Craspedites* ex gr. *okensis* (d'Orb.), *C.* cf. *fragilis* Trd., *C.* ex gr. *mosquensis* Geras., *C.* ex gr. *taimyrensis* (Bodyl.) [167] и двустворок *Buchia obliqua* (Tullb.) [151], характеризующих его как средне-поздне-волжский. В одной из скважин «Ем-Еговской площади» (смежный лист Р-42) обнаружен берриасский комплекс радиолярий с *Willriedelum salymicum* Kozlova, sp. nov. [129]. Принятое время формирования стратона – средневолжско-позднеберриасовое (ранневаланжинское). В его составе выделяется продуктивный нефтеносный пласт Ю<sub>0</sub>. Мощность тутлеймской свиты – 40–60 м.

### Меловая система

Харосоимская и уласынская свиты объединенные (K<sub>1</sub>hr+ul) распространены в пределах Полярного и Приполярного Зауралья. Таксон залегает согласно на федоровской свите и с размывом перекрывается северо-сосвинской свитой. Отложения вскрыты бурением по Обскому профилю, а также на Салехардской площади.

Харосоимская свита выделена В. А. Лидером [232] на р. Харосоим; уласынской свитой перекрывается согласно. Представлена зеленовато-серыми неравномерно глинистыми, иногда глауконитсодержащими алевролитами и алевролитистыми глинами с редкими прослоями карбонатных пород и песчаников; в основании – гравелиты с галькой габброидов и других изверженных пород. Для всего разреза характерен углефицированный и пиритизированный растительный детрит, нередки обломки макрофауны. В скв. 41 встречен аммонит *Neotollia anabarensis* Pavl., относящийся к нижней зоне валанжина. Определены комплексы фораминифер позднеберриасского–ранневаланжинского возраста (зон *Gaudryina gerkei*, *Valanginella tatarica*), а также *Glomospirella* sp. ind. В скв. 46 найдены берриасские фораминиферы *Hoeglundina* sp.. Позднеберриасско-валанжинское время накопления свиты принимается на основе этих данных и соответствует региональным стратиграфическим схемам мезозоя. Мощность ее – от 50 до 120 м.

Уласынская свита выделена В. А. Лидером [155] со стратотипом на р. Толья в Северососвинском буроугольном бассейне; распространена в тех же границах, что и харосоимская свита. По данным бурения, ее кровля вскрывается на глубинах от 190 м (скв. 41) до 262 м (скв. 46), а мощность составляет 35–88 м. Свита сложена темно-серыми аргиллитоподобными (иногда алевролитистыми) глинами с прослоями мергелей, слюдистых алевролитов и песчаников. Датируется ранним готеривом по определениям

аммонитов *Speetonicerias* sp., белемнитов *Cylindroteuthis (Lagenibellus)* cf. *necopinus* J a s t o m e s o v, *Aulacoteuthis* cf. *absolutiformis* S i n s o v., пелеципод *Cyrena* cf. *pfefferi* D u n k, фораминифер *Haplophragmoides* ex gr. *non-ioninoides*, *Trochammina* aff. *gyroidiniformis* M j a t l., *Ammobaculoides sibiricus*, а также по спорово-пыльцевым комплексам [18, 185, 233]. Суммарная мощность объединенного стратона – до 180 м.

А х с к а я с в и т а ( $K_{1ah}$ ) выделена П. Ф. Ли (1960 г.) со стратотипом в разрезе Уватской опорной скважины (инт. 2100–2710 м). Она распространена на востоке территории, в Приобско-Надымском и Ямало-Гыданском районах. Свита согласно залегает на баженовской (или даниловской) свитах и согласно же перекрывается отложениями черкашинской или танопчинской свит. В юго-западном направлении «глинизируется» и замещается нижней частью фроловской свиты. Рассматриваемый стратон представлен аргиллитоподобными темно-серыми глинами с прослоями (в верхах и низах разрезов) серых, светло-серых песчаников и алевролитов; содержит также линзы глинистых известняков, сидерититов, включения пирита и глауконита. По своим литологическим особенностям в наиболее полных разрезах ахская свита подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита, согласно региональным стратиграфическим схемам, расчленяется на три пачки. Нижняя из них (подачимовская) представлена аргиллитами или аргиллитоподобными глинами темно-серыми, буровато-серыми или черными, часто битуминозными, плитчатыми, с редкими маломощными прослоями и линзами алевролитов, песчаников, сидерититов, реже известняков. Выше залегает сложнопостроенная ачимовская пачка; нижняя ее граница довольно четкая, верхняя – скользящая. В низах она выполнена незакономерно («линзовидно») переслаивающимися песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитоподобных глин; верхняя часть сложена серыми, темно-серыми обычно алевролитистыми глинами с редкими прослоями алевролитов и глинистых известняков. В западном направлении количество и мощность алевроито-песчаных прослоев сокращаются до полного их выклинивания. Верхняя (надачимовская) пачка образована темно-серыми плитчатыми аргиллитоподобными тонкоотмученными, нередко слюдистыми глинами с зернами пирита. В составе подсвиты выделяются сложно построенные продуктивные нефтеносные пласты групп АС ( $АС_{7-8}$ ,  $АС_9$ ,  $АС_{10}$ ,  $АС_{11-12}$ ) и БЯ ( $БЯ_{15-17}$ ).

Верхняя подсвита представлена темно-серыми тонкоотмученными тонкопараллельно- или слабоволнистослоистыми плитчатыми аргиллитоподобными глинами с единичными удлиненными линзами светло-серых глинистых песчаников и алевролитов. Песчаники слабокарбонатные с включением углистого детрита и слюдистого материала. Алевролиты серые разнозернистые, нередко глинистые с налетами углисто-слюдистого материала, подчеркивающими тонкую горизонтальную либо наклонно-волнистую слоистость. В глинах встречены пиритизированные водоросли, небольшие стяжения пирита и включения сидерита. Песчаники верхней подсвиты объединены в продуктивные нефтеносные пласты группы БС ( $БС_1$ ,  $БС_6$ ).

Свита охарактеризована берриасским комплексом фораминифер с *Trochammina rozaceaformis*, а выше – с *Gaudryina gerkei* Vass., установленным бурением на Танопчинской площади. В скважинах Ярудейской, Танопчинской и Шугинской площадей определены ранневаланжинский комплекс фораминифер зон *Orientalia*(?) *bacula* и *Ammodiscus micrus*, а также валанжинско-готеривский, содержащий *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl. и (*Haplophragmoides nascens* Kisuga). На Полуйской площади установлены фораминиферы раннеготеривских зон *Trochammina gyroidiniformis* и *Acruliammina pseudolonga* [18]. В скв. 56 обнаружены фораминиферы *Glomospirella* ex gr. *gaultina* (Berth.), *Ammodiscus* aff. *giganteus* Gerke et Soss., *Lenticulina* sp., *Cribrostomoides ifracretactus* (Mjatl.). На соседней с востока Новопортовской площади в одной из скважин встречен раннеготеривский аммонит *Speetoniceras*. Согласно палеонологическим данным, возраст ахской свиты принят позднеберриасско-раннеготеривским. Формирование отложений происходило в морских условиях. Мощность стратона – от 395 до 800 м.

Черкашинская свита ( $K_{1\check{c}k}$ ) выделена коллективом авторов в 1967 г. [21]; стратотип в Уватской опорной скважине (инт. 1948–2100 м) на листе О-42. Распространена в Приобско-Надымском районе. Контакты с подстилающей ахской и перекрывающей алымской свитами согласные. Кровля стратона располагается на абс. отм. от минус 1395–1525 м (скважины 73, 76) до минус 2320 м (скв. 91). Сложена свита прибрежно-морскими и морскими отложениями с преобладанием светло-серых, зеленовато-серых песчаников и алевролитов над серыми и темно-серыми аргиллитоподобными глинами. Песчаники, слюдисто-полевошпат-кварцевые мелкозернистые неяснослоистые, реже тонкогоризонтальнослоистые за счет послонных скоплений углистого детрита. Глины (аргиллиты) плотные плитчатые, иногда сидеритизированные, содержат подчиненные прослои алевролитов и включения обугленного растительного детрита. В местах тонкого чередования песчаников, алевролитов и глин наблюдаются мелкие линзовидные образования бурых пелитоморфных сидерититов и пропластки серых микрозернистых глинистых известняков. Слоистость пород преимущественно волнистая. В западном направлении происходит «глинизация» разреза, пески и алевролиты исчезают. В свите выделяются нефтеносные песчаные пласты сложного строения  $AC_{7-12}$ . При этом пласты  $AC_{7-8}$  в западных направлениях быстро выклиниваются. Наиболее же выдержанными и широко распространенными являются пласты песчаников  $AC_{10}$  и  $AC_{11}$ . На описываемой территории свита палеонтологически не охарактеризована. Готеривско-барремский ее возраст принят согласно стратиграфическим схемам и по корреляции со смежными площадями. Мощность стратона изменяется от 51 до 287 м.

Алымская свита ( $K_{1al}$ ) выделена в Уватской опорной скважине (Ю. В. Брадучан, 1969), развита в Приобско-Надымском районе. С согласными контактами подстилается черкашинской и перекрывается викуловской свитами. Абсолютные отметки кровли от минус 1483 м (скв. 76) до минус 2210 м (скв. 85). Алымская свита сложена морскими сероцветными глинами с прослоями мелкообломочных терригенных пород. По

литологическим особенностям она подразделяется на две подсвиты, каждая из которых в свою очередь – на две пачки. Для первой пачки нижней подсвиты характерны однородные аргиллитоподобные глины с прослоями, гнездами и линзами алевролитов; в верхней пачке алевритистых разностей значительно больше. Участками породы слабокарбонатные, иногда встречаются маломощные прослои сильно известковистых глин и глинистых известняков; отмечаются биотурбированные разности. К западу граница между пачками теряется. В верхней подсвите нижняя пачка сложена однородными «тонкоотмученными» темно-серыми глинами с редкими линзами алевролитов, а верхняя – теми же пелитами, но с частыми прослоями, линзами, намывами алевритового материала и обильным углистым детритом на плоскостях наслоения. По положению в разрезе и сопоставлению с хорошо палеонтологически изученными районами установлено раннеаптское время формирования описываемого подразделения. Накопление осадков происходило в условиях замкнутого опресненного бассейна. К кровле стратона приурочен отражающий сейсмический горизонт М. Мощность алымской свиты – от 40 м (Полуйская площадь) до 350 м (Лакьюганская и Средне-Хулымская площади).

Северо-сосвинская свита ( $K_{1ss}$ ) выделена В. А. Лидером [155]; распространена на Полярном и Приполярном Зауралье, а также в Щучинском районе. Свита с размывом залегает на тольинской свите и согласно подстилает яронгскую свиту; чаще же с резким контактом перекрывается четвертичными отложениями. К востоку замещается танопчинской свитой. Стратон вскрыт скважинами Обского, Салехардско-Полуйского, Салехардско-Ярсалинского профилей (северо-запад территории листа) на глубинах 100–130 м. Он сложен переслаиванием буровато-серых песков и зеленовато-серых грубослоистых алевритов; встречаются пласты темно-серых плитчатых глин и бурых углей (до 1 м), характерны обильные включения растительного детрита и обломки древесины. Формирование свиты проходило в континентальных условиях. Готеривско-аптский возраст определяется ее положением в разрезе, что соответствует и стратиграфическим схемам. С кровлей стратона совпадает отражающий сейсмогоризонт М<sup>1</sup>. Мощность свиты – до 150 м.

Танопчинская свита ( $K_{1tn}$ ) выделена по скважинам одноименной нефтеразведочной площади [232]; распространена на северо-востоке территории листа, в Ямало-Гыданском районе. Залегает на ахской и перекрывается яронгской свитами согласно, кровля фиксируется на глубинах 100–1500 м. Западнее замещается северо-сосвинской свитой, на юго-западе – последовательно залегающими черкашинской, алымской и викуловской свитами. Подразделение представлено переслаиванием серых песчаников и алевролитов с темно-серыми аргиллитоподобными глинами; отдельные прослои обогащены углистым детритом, встречаются редкие пропластки бурых углей. В разрезе свиты выделяется несколько пачек [163, 185]. Нижняя сложена неравномерным чередованием серых песчаников (мощностью 10–40 м) и серых, преимущественно алевритовых глин, вмещающих пласты углей в верхней части; присутствует растительный детрит, встречаются обломки углефицированной древесины. Выше залегает пач-

ка, представленная темно-серыми алевритистыми глинами, с отдельными пластами серых песчаников и алевритов; характерны сидеритовые конкреции и обугленный растительный детрит. Затем следует пачка неравномерного переслаивания сероцветных песчаников, алевролитов и алевритовых глин с редкими прослоями бурых углей, обильным растительным детритом, обломками древесины и отпечатками листовой флоры. С ней связаны нефтегазонасные пласты НП<sub>1-6</sub>. Выше – пачка переслаивания песчаников и алевролитов глауконит-кварц-полевошпатового состава; в прослоях – алевритовые глины, преимущественно гидрослюдистые глауконитсодержащие. С кровлей пачки (и свиты) совпадает сейсмический горизонт М<sup>1</sup>. В низах стратона установлены готеривско-барремские фораминиферы *Miliammina* sp., *Globulina tubifera*. По всему разрезу танопчинской свиты выявлено четыре спорово-пыльцевых комплекса разного возраста [196]; первый относится к позднему готериву, второй соответствует баррему, третий – баррему–апту, четвертый – апту. Исходя из палеонтологических данных, возраст свиты принят готеривско-аптским. Мощность ее в изученных разрезах – до 450 м.

Викуловская свита (К<sub>1</sub>vk) выделена Н. Н. Ростовцевым (1954 г.) в скважинах одноименной нефтепоисковой площади без указания стратотипа. Позднее лектостратотип подразделения предложен Ю. В. Брадучаном в интервале 1295–1422 м скв. 2 упомянутой площади. Свита развита на юге территории (Берёзово-Тюменский район); согласно залегает на алымской свите и трансгрессивно перекрывается ханты-мансийской свитой, местами с существенным стратиграфическим несогласием подстилается даниловской свитой. Кровля ее прослеживается на абс. отм. минус 850–минус 1800 м. В изученных разрезах стратон расчленяется на нижнюю (глинисто-алевролитовую) и верхнюю (алевролитовую) подсвиты.

Нижняя подсвита (60–130 м) сложена серыми алевролитами и темно-серыми уплотненными глинами с прослоями глинистых известняков. Вверх по разрезу количество глинистого материала постепенно сокращается; в глинах много линз алевритового «мучнистого» материала, по плоскостям напластования отмечаются слюды и растительный детрит.

Верхняя подсвита (50–190 м) представлена светло-серыми неяснослоистыми (иногда тонко-горизонтальнослоистыми) алевритами (и алевролитами) с прослоями известняков, песчаников и алевритовых (иногда аргиллитоподобных) глин. Породы содержат много обугленного растительного детрита, в глинах отмечен пирит. В Малоатлымской опорной скважине (смежный лист Р-42) С. И. Пуртовой выделены палинокомплексы аптского возраста с преобладанием спор папоротникообразных, среди которых доминируют *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, *Coniopteris*, и присутствием пыльцы голосеменных растений. По положению в разрезе с учетом палинологических данных объем викуловской свиты устанавливается в пределах среднего–позднего апта; мощность ее – до 310 м. Накопление осадков происходило в условиях мелководного опресненного бассейна. В составе таксона выделяются продуктивные нефтеносные горизонты (пласты ВК<sub>1-2</sub>), с которыми связаны месторождения нефти на соседних площадях. К его кровле приурочен отражающий сейсмогоризонт М<sup>1</sup>.

Яронгская свита ( $K_{1jr}$ ) выделена И. И. Нестеровым и Ю. В. Брэдучаном в 1976 г. [185], распространена в северной части территории (Полуйско-Ямало-Гыданский район) на глубинах 356–1376 м. Согласно подстилается таношчинской и перекрывается марресалинской свитами, на западе трансгрессивно покрывает северо-сосвинскую свиту. К югу замещается ханты-мансийской свитой. Стратон сложен преимущественно темно-серыми глинами (иногда аргиллитоподобными, участками биотурбурованными), включающими отдельные пласты песчаников и алевролитов; в основании – плохо сортированные глауконитсодержащие песчаники. Встречаются растительный детрит, остатки раковин двустворок. Формирование свиты происходило в морских и прибрежно-морских условиях. В ее составе выделяются нефтеносные горизонты (пласты  $XM_{2-3}$ ). Время накопления свиты определяется находками микро- и макрофауны. На площади листа в скв. 52 (инт. 442–415 м) И. Г. Климовой определен среднеальбский аммонит *Cleoniceras cf. bicurvatooides* S. In z. Ранне-среднеальбский возраст принят по комплексу фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius* и сопоставлению с последними стратиграфическими схемами мезозоя Западной Сибири. Мощность свиты – до 200 м.

Ханты-мансийская свита ( $K_{1hm}$ ) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. по разрезу одноименной опорной скважины (инт. 1371–1665 м), распространена в Берёзово-Тюменском районе на глубинах 50–1000 м. Залегает трансгрессивно на викуловской свите, согласно перекрывается уватской свитой. По литологическим особенностям стратон при детальных исследованиях расчленяется на две подсвиты. Нижняя из них сложена темно-серыми аргиллитоподобными глинами с редкими прослоями алевролитов, мергелей, глинистых мелкозернистых известняков, линзами темно-коричневых плотных сидеритов. В глинах отмечаются присыпки и линзовидные гнезда (до 5 см) глауконита. Все породы содержат растительный детрит, нередко пиритизированные водоросли.

Верхняя подсвита имеет более пестрый состав. Внизу она выполнена равномерным и устойчивым по простирацию переслаиванием песчаников и глин; верхняя часть представлена глинами и алевролитами с линзами песчаников. Встречаются растительный шлам, обломки обугленной древесины и пиритизированные водоросли. В скважинах по профилям Салехард-Полуй и Щучье-Салета определены фораминиферы лон *Ammobaculites fragmentarius*, *Verneuiliinoides borealis assanoviensis*, относящиеся к среднему и верхнему альбу, а также нижнеальбской *Gaudruina tailleuri*. Объем стратона соответствует всему альбу. Формирование ханты-мансийской свиты в раннем альбе происходило преимущественно в опресненном бассейне и сменилось нормальными морскими условиями уже к началу среднеальбского времени. В позднем альбе накопление осадков шло в бассейновых обстановках постепенно снижающейся солоности. На западе территории, где отмечаются более «песчаные» разрезы, возможно, существовала зона течений, привносивших псаммитовый материал. В свиты выделяются продуктивные нефтеносные горизонты (пласты  $XM_{2-3}$ ). Мощность подразделения – 70–400 м.

Марресалинская свита ( $K_{1-2mr}$ ) распространена на северо-востоке территории (Полуйско-Ямало-Гыданский район). Залегает согласно на яронгской свите и с разрывом перекрывается кузнецовской свитой; нижняя граница нечеткая, а верхняя – резкая. Кровля таксона прослеживается на абс. отм. минус 487–минус 917 м. К югу он замещается верхней подсвитой ханты-мансийской свиты и залегающей на последней уватской свитой. Описываемое подразделение сложено сероцветными алевритами с прослоями и линзами буровато-серых алевритовых глин, маломощными пластами песчаников и уплотненных песков; характерны растительный детрит и остатки листовой флоры. Возраст свиты по положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам [185, 196] определен как средний альбсеноман. В ее составе выделены нефтеносные пласты –  $ПК_{1-3}$ . С кровлей совпадает отражающий сейсмический горизонт «Г». Мощность свиты – от 32 до 450 м.

Уватская свита ( $K_{2uv}$ ) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. со стратотипом в одноименной опорной скважине (инт. 1057–1328 м, развита в Берёзово-Тюменском районе. Согласно залегает на ханты-мансийской свите и трансгрессивно перекрывается кузнецовской свитой. Кровля предполагается на абс. отм. минус 600–минус 1300 м. По литологическому составу может расчленяться на две части.

Нижняя подсвита (60–180 м) сложена зеленовато-серыми слюдистыми алевролитами с маломощными прослоями буровато-серых алевритистых, местами известковых глин; характерны включения пирита, сидерита, растительного детрита, фораминифер.

В верхней подсвите (80–150 м) также доминируют алевролиты, но прослой глинистых пород практически отсутствуют. Алевролиты светло-серые или серые мелкозернистые слюдисто-полевошпат-кварцевые горизонтально- и волнистослоистые; цемент хлорито-глинистый, иногда карбонатный. Растительный детрит, пирит, фораминиферы встречаются редко. В подсвите выделяются пласты  $ПК_{1-3}$ .

В Ханты-Мансийской опорной скважине (инт. 1083–1093 м; лист Р-42) уватская свита охарактеризована представительным комплексом фораминифер (определитель – З. И. Булатова) с зональными видами *Verneulinoides borealis assanoviensis*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryina tailleuri*, *G. filiformis*. Здесь же выделен спорово-пыльцевой комплекс сеномана, в котором преобладает пыльца голосеменных растений. Палеонтологические данные и положение в разрезе между фаунистически охарактеризованными стратонами позволяет датировать свиту сеноманом. Формирование ее происходило преимущественно в опресненном мелководном замкнутом бассейне. К кровле приурочен отражающий сейсмогоризонт Г. Мощность подразделения в основном 250–310 м, на юго-востоке территории она достигает 500 м.

Кузнецовская свита ( $K_2kz$ ) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. со стратотипом в одноименной опорной скважине (инт. 408–435 м). Распространена в Ямальско-Тюменском районе, трансгрессивно залегает на уватской свите и согласно перекрывается берёзовской свитой; глубина кровли от –140 до –1280 м. Верхний контакт обычно нечеткий, переход

от кузнецовских пелитов к берёзовским постепенный. Сложен стратон глинами темно-серого и зеленовато-серого цвета, довольно однородными, плотными, иногда опоковидными. По составу они гидрослюдисто-бейделлитовые, местами алевритистые или известковистые, с включениями зерен пирита, пиритизированных растительных остатков. В средней части свиты встречаются прослой глинистых алевролитов и глауконитовых песчаников с известково-глинистым цементом. На сопредельной площади (лист Р-42) в разрезе Ханты-Мансийской опорной скважины это подразделение содержит богатый комплекс туронских фораминифер (определения З. И. Булатовой): *Bathysiphon* sp., *Glomospira* sp., *G.gaultina* Berth., *Haplophragmoides sibiricus* Z a s p., *H. chapmani* M o g o z o v a и др. В Малоатлымской опорной скважине на глубинах 876–949 м Н. Ф. Дубровской [326] выявлены фораминиферы, относимые в настоящее время к зоне *Gaudryinopsis filiformis angusta*, а В. К. Богатиковой в пробе из интервала 941–949 м определен моллюск *Inoceramus* aff. *labiatus* Schloth. Т. С. Безруковой на «Айпимской площади» выявлен туронский спорово-пыльцевой комплекс, там же встречены единичные фораминиферы. По совокупности данных, время накопления кузнецовской свиты принято туронско-раннеконьякским, а условия седиментации считаются соответствующими относительно губоководному морскому бассейну. Мощность свиты – до 80 м.

Березовская свита ( $K_2br$ ) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г.; стратотип в скв. «Березовская 1-опорная» (инт. 237–410 м). Стратон относится к Ямальско-Тюменскому району, согласно подстилается кузнецовской и перекрывается ганькинской свитами (контакты постепенные, выражены нечетко); на нем несогласно залегают отложения квартера. Свита вскрыта колонковыми скважинами по профилям Щучье–Салета, Салехард–Яр-Сале, Салехард–Полуй, Танопча–Правая Хетта. Достаточно уверенно расчленяется на две подсвиты: существенно опоковую и существенно глинистую.

Нижняя подсвита сложена серыми, голубовато-серыми опоками и опоковидными глинами с раковистым изломом, нередко с характерным пятнистым распределением светлых и темных тонов окраски. Породы неслоистые, реже тонкослоистые. Местами в опоках и глинах отмечаются неравномерно распределенные гнездообразные скопления светло-серого алевритового материала с глауконитом и пиритом. Опоковидные глины серые, реже зеленовато-серые, обычно слюдистые, неяснослоистые или тонкослоистые, колющиеся на неровные плитки; содержат редкую фауну двусторок, гастропод и фораминифер, остатки рыб и многочисленных радиолярий. Текстура пятнистая, обусловленная чередованием опалового и глинистого материала. В глинистой массе в незначительном количестве присутствуют зерна глауконита, кварца и полевых шпатов. Опоки и глины включают редкие маломощные прослой зеленовато-серых глауконит-кварцевых алевролитов с глинисто-опаловым цементом. Во всех породах подсвиты отмечаются рассеянные зерна, реже скопления пирита.

Верхняя подсвита представлена серыми и зеленовато-серыми слабо-алевритистыми глинами, содержащими редкие прослой опоковидных разностей. Спорадически отмечаются включения алевритового материала с глауконитом, стяжения пирита, чешуя рыб и следы ходов червей. Глины

плотные неяснослоистые, зачастую в них образуется тонкая горизонтальная плитчатость; по составу они монтмориллонитовые с примесью гидрослюд. Возраст березовской свиты определен по радиоляриям и фораминиферам зон *Ammobaculites dingus*, *A. uvaticus*, обнаружена также форма *Pseudoclavulina hastate* subst. *admota* Pod. Микрофауна найдена вместе с сантонскими *Inoceramus* cf. *nagaoi* Matsumo et. Ueda (профиль Танопча–Правая Хетта). В скв. 61 (инт. 289–323 м) определены богатые комплексы фораминифер зон *Haplophragmoides* и *Spiroplectammina*, отвечающих коньякско-кампанскому возрастному интервалу, а также диатомовые водоросли с сантонским видом *Pixilla cretaceae*. В скв. 42 обнаружены радиолярии *Spongodiscus impresser* Lip., *Parodiscus vujgaris* Lip., *Lithostrobos rostovzevi* Lip., *Dictyomirtastriata* Lip. По совокупности палеонтологических данных время формирования стратона принято коньякско-кампанским; накопление осадков происходило в спокойных морских условиях. Мощность березовской свиты – от первых метров до 240 м.

Ганькинская свита ( $K_{2gn}$ ) выделена в ранге «слоев» А. К. Богдановичем (1944 г.) в скв. 1 у пос. Ганькино (Северо-Казхастанская область, инт. 302–435 м); позже Н. Н. Ростовцевым [216, 232] эти отложения переведены в свиту. Она развита в Ямало-Тюменском районе, согласно залегая на березовской свите и перекрываясь палеогеновыми или четвертичными образованиями на глубинах 290–850 м. Стратон сложен светло-зеленовато-серми, иногда темно-серыми алевритистыми глинами; в основном они гидрослюдистые с примесью монтмориллонита, реже бейделлита или каолина. В отдельных прослоях глины известковистые, на юго-западе территории – опоковидные; встречаются линзы мергелей и глинистых известняков. В породах нередки конкреции сидерита, гнезда глауконита, пиритизированные растительные остатки, обломки раковин пелеципод, гастропод, аммонитов. В скв. 65 (инт. 216–228 м и 280–294 м) С. М. Месежниковым определен *Baculites sibiricus* нижнего маастрихта. В скважинах 40, 68, 69, 67, 64 установлены фораминиферы *Spiroplectammina variabilis* Necka ya., *Sp. kelleri* Dain., *Cibicides globigeriniformis* Necka ya., *Eponides sibiricus* Nach., *Belivinoides senonicus* Dain. и др., также характерные для нижнего маастрихта. В скв. 61 (инт. 222–266 м) обнаружены фораминиферы *Spiroplectammina kasanzevi* Dain., *Bulimina rosenkrantsi* Brotzen., *Dorpthia buletta* Carsey, *Gumbelina globusa* Ehren., относящиеся уже к позднему маастрихту. Кроме того, из пород ганькинской свиты в картировочной скв. 88 (190–240 м) В. М. Подобиной выделены фораминиферы маастрихтских зон *Spiroplectammina kasanzevi*, *S. variabilis*–*Gaudryina rugosa*. По мнению Л. А. Аргентовского [163], низы ганькинской свиты имеют позднекампанский возраст, о чем свидетельствуют и определения М. И. Таначевой (лист Q-43, Уренгойский район) кампанских фораминифер *Ammobaculites uvaticus* Bul., *Spiroplectammina cenomana pocurica* Valachm., *Pseudoclavulina* cf. *hastate admota* Podob. Таким образом, возраст свиты позднекампанско-маастрихтский; она формировалась в морских условиях без свободного доступа кислорода – в слабовосстановительной среде, о чем свидетельствует присутствие аутигенных пирита и сидерита. Мощность подразделения на западе 50–70 м, восточнее – до 166 м.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На территории листа представлена всеми таксонами общей шкалы – полным ранжированным их разрезом. Подразделения плиоцена–квартера отображены на отдельной карте.

### Палеогеновая система

Талицкая свита ( $P_{1t}$ ) выделенная З. Т. Алескеровой и Т. И. Осыко в 1958 г. по скв. 1 К (пос. Талица Екатеринбургской области), развита на юго-востоке территории (Зауральский и Центральный районы). Она с размывом залегает на ганькинской свите, согласно перекрывается люлинворской или серовской свитами, несогласно – плиоцен-четвертичными образованиями. Кровля стратона фиксируется в интервале абс. отм. от минус 107 до минус 450 м. К северо-востоку вместе с погружением свиты наблюдается незначительное увеличение ее мощности. По ряду литологических признаков она подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена неравномерным чередованием почти черных, иногда зеленовато-серых глин и темно-серых алевролитов. Глины монтмориллонитовые, участками опокovidные массивные, изредко с нечеткой микрослоистостью; встречаются редкие конкреции пирита и сидерита, марганцевые стяжения, единичные включения глауконита, пластичного гипса, обломки мелких раковин. Алевролиты слабослюдистые, кремне-лые, крепкие, с полураковистым изломом, местами неравномерно сидеритизированные; в низах разреза замещаются опокovidными разностями (вплоть до алевролитовых опок). Цемент их опалово-глинистый, содержащий спикулы губок и радиолярии.

Верхняя подсвита по литофациальному облику мало отличается от подстилающей; здесь заметно меньше прослоев кварцевых алевролитов и алевролитовых песков. Результаты изучения картировочных скважин 88 (226–280 м), 89 (217,4–268,2 м) и 90 (268–302 м) позволяют сделать вывод об общей «глинизации» рассматриваемых отложений в восточном направлении. Разрез здесь представлен монтмориллонитовыми глинами черными и темно-серыми жирными тугопластичными, местами тонкослоистыми с редкими пластами и линзами алевролитовых песков. Отмечаются пиритовые и марказитовые псевдоморфозы по растительным остаткам, крупные конкреции (до 0,1 м) глинистого сидерита. Часто породы интенсивно смяты, наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, кусковатая и крупнооскольчатая отдельность. По данным рентгеноструктурного анализа зерна, содержание в глинах монтмориллонитовой составляющей весьма изменчиво [280]: от 70 до 30%, при этом гидрослюды составляют 15–30%, каолинит – до 10%, хлорит – 10–30%.

Палеоценовый возраст свиты подтвержден находками в скв. 90 (инт. 268–287 м) бентосных фораминифер *Nonion sibiricus* Lipman, по мнению Ф. В. Киприяновой [280], свойственных позднему палеоцену Западной Сибири. Кроме того, в интервале 290–298 м той же скважины выявлены формы (до 30 экземпляров) семейства *Polymorphinidae*, обычно

характерные для опресненных участков морского мелководья. В скв. 89 (инт. 217–268 м) Ф. В. Киприяновой установлен комплекс фораминифер, видовой состав которого наиболее вероятно отвечает зоне *Cibicidoides favogabilis*. На палеоценовое время указывает и спорово-пыльцевой комплекс с *Trudopollis menneti*, *Triatriopollenites araboratus* и *Anacolosidites insignis*, изученный Л. А. Пьянковой и Г. М. Борисовой [280] в скв. 89 (инт. 217–249 м). Предполагается, что вначале формирование отложений шло в нормальных морских условиях, вдалеке от береговой линии, к концу зelandского времени с обмелением моря и приближением береговой линии несколько изменился состав осадков верхней части стратона. По положению в разрезе и комплексу фораминифер объем талицкой свиты соответствует датскому, зelandскому и низам танетского яруса. Мощность ее – от первых метров до 200 м.

Тибейсалинская свита ( $P_{1tb}$ ) выделена Н. Х. Кулахметовым (1965 г.) в низовьях р. Таз у пос. Тибей-Сале. На территории листа она развита в северо-восточной части (Ямало-Тазовский район), с размывом залегает на ганькинской свите, перекрывается серовской свитой (согласно) или со стратиграфическим несогласием четвертичными отложениями. Является возрастным аналогом талицкой свиты, отличаясь от нее большей песчаностью. По особенностям литологического состава стратон при крупномасштабных исследованиях расчленяется на две подсвиты: нижняя подсвита сложена алевритистыми слюдистыми, иногда опоковидными глинами с углистым детритом; верхняя – мелко-среднезернистыми песками (иногда каолинизированными) с прослоями углистых алевролитов и пропластками фитодетрита. Накопление отложений происходило в прибрежно-морских и континентальных условиях. Мощность тибейсалинской свиты – до 130 м.

Серовская свита ( $P_{1sr}$ ), отвечающая большей верхней части танетского яруса, выделена А. П. Сиговым (Сигов и др., 1956); название по г. Серов на восточном склоне Среднего Урала. Распространена в Зауральском, Центральном и Ямало-Тазовском районах; согласно залегает на талицкой или тибейсалинской свитах, перекрывается с постепенным переходом ирбитской свитой или несогласно четвертичными образованиями. Разрез представлен чередованием опок и опоковидных глин с редкими прослоями и линзами песков, алевролитов и диатомовых глин. Опоки, как правило, доминирующие в низах стратона серые и темно-серые, сложены опаловым веществом с небольшой примесью глинистого материала. Текстура мелкопятнистая, отмечаются мелкие угольные включения. Опоковидные глины (иногда с примесью мелкозернистого песка) темно-серые легкие, крепкие, с раковистым изломом; включают линзы и прослои алевролитов и диатомитов. Легкая фракция кластического материала представлена кварцем (до 90%), полевыми шпатами (до 10%) и глауконитом; тяжелая фракция – аутигенным пиритом, магнетитом, цирконом и титансодержащими минералами [280]. Наблюдаемые породы в разной степени окремнены, интенсивно дислоцированы, часто раздроблены до щебня (при выветривании – до дресвяно-глинистой массы). Опалиты на данной площади, как и во всем Северном Зауралье, практически лишены органических остатков. По данным Ю. Ф. Захарова [62, 103], на территории смежного листа Q-41

в прослоях диатомитов Н. В. Рубиной определен характерный комплекс диатомовой флоры с *Eunotogramma weisii* Ehr., *Triceratium ventriculosum* A. S. и *T. mirabile* Jouse. Многочисленны мелкие панцири *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun. Наиболее широко в видовом отношении представлены *Triceratium*, *Hemiaulus* и *Trinacria*, сопоставляемые с танетом. Мощность свиты обычно 50–70 м, максимум (на востоке) до 100 м.

Люлинворская свита ( $P_{1-2II}$ ) выделена П. Ф. Ли (1956 г.) по страторайону возвышенности Люлинвор (бассейн р. Северная Сосьва). Она с разрывом залегает на талицкой свите и с небольшим несогласием перекрывается тавдинской свитой. Кровля устанавливается по исчезновению типично опоковидных пород, а подошва проводится по появлению в разрезе темноцветных плотных алевритистых глин палеоцена. Стратон ограниченно развит в Центральном районе, на территории изучен плохо. По аналогии с листом P-42 расчленяется на три подсвиты. Нижняя подсвита (фациальный аналог серовской свиты) слагается опоками и опоковидными глинами с редкими прослоями глауконитовых песчаников. Средняя выполнена диатомовыми и опоковидными глинами с прослоями диатомитов. Верхняя часть свиты формировалась в условиях максимальной трансгрессии палеогенового моря и представлена светло-серыми и зеленовато-серыми глинами. Две верхние подсвиты могут считаться фациальными аналогами ирбитской свиты. Мощность подразделения – до 200 м. Возраст его по совокупности данных считается датско-лютецким.

Ирбитская свита ( $P_{2ir}$ ) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. по р. Ирбит на восточном склоне Среднего Урала. Распространена в Зауральском и Центральном районах. Залегает на серовской свите с постепенным переходом, стратиграфически несогласно перекрывается тавдинской свитой или плиоцен-четвертичными образованиями. На западе территории кровля стратона дислоцирована. Свита сложена диатомитами, глинистыми диатомитами и диатомовыми глинами; в пределах поднятий, как правило, преобладают первые, а в зонах опусканий – последние. Диатомиты светло-серые, серые и зеленовато-серые «мучнистые» (в разной степени глинизированные); в основном они состоят из панцирей диатомовых водорослей (50–85%), спикул губок и скелетов радиолярий. В легкой фракции присутствует органогенный опал (до 100%), кварц, реже – полевой шпат и слюда; иногда наблюдается повышенное содержание глауконита (до 20%). По результатам рентгеноструктурного анализа [280], в глинистом материале преобладает монтмориллонит (70–80%); гидрослюда, хлорит и каолинит составляют 5–10%. Диатомовые глины темно-серые и зеленовато-серые с неровным землистым изломом, состоят из глинистого материала и обломков диатомей (до 50%). В них иногда отмечаются линзы желтовато-серых алевритов (преимущественно в верхней части разреза), прослои алевритовых песков, включения сидерита, скопления растительной трухи.

Прямые подтверждения эоценового возраста (лютетский, ипрский ярусы) данной свиты на территории отсутствуют, хотя известно [62, 61], что в опалитах Северного Зауралья выделяются два комплекса диатомей и силикофлагеллят: *Coscinodiscus uralensis*–*Dictyocha frenguelli* var. *arentis* и *Coscinodiscus payeri*–*Dictyocha deflandrei* var. *completa*. Кроме того,

эоценовый возраст подтвержден комплексами радиолярий с *Ellipsoxiphus chabakovi* и *Heliodiscus lentis*, фораминифер с *Textularia carinatiformis*, диатомей с *Pyxilla gracilis*, *P. olygoaenica*, а также палинокомплексом, отвечающим лонам *Castanta crenataeformis*–*Castanopsis pseudocingulum*. По диноцистам, диатомеям и динофлагеллятам, определенным на площади листа Q-41, объем стратона соответствует ипрскому и люетскому ярусам. Мощность ирбитской свиты – от 40–45 м на западе до 110 м на востоке.

Тавдинская свита ( $P_{2tv}$ ) венчает разрез морского палеогена, отражая регрессивный цикл развития бассейна седиментации. Распространена в юго-западной части территории, относится к Зауральскому и Центральному районам. С размывом залегает на ирбитской или люлинворской свитах, несогласно перекрывается континентальными фациями атлымской свиты или четвертичными образованиями. В разрезах скважин подошва стратона уверенно устанавливается по электрокаротажным диаграммам (благодаря песчаному пласти в ее основании), а также по исчезновению диатомей, радиолярий, спикул губок и появлению известковистых фораминифер. Подразделение принято расчленять на две части.

Нижняя подсвита сложена зеленовато-серыми и серовато-зелеными с голубоватым оттенком плитчатыми алевритистыми глинами, содержащими тонкие прослои, «присыпки», гнезда мелкозернистых песков и алевритов, включения пирита, марказита, растительный детрит, обломки пеллеципод, чешую рыб. В основании прослеживается мощный пласт глауконит-кварцевых мелкозернистых песков (иногда уплотненных до состояния песчаника) с тонкими прослоями глин. Минеральный состав обломков отличается от подстилающих осадков отсутствием в легкой фракции кремнистых образований и повышенным содержанием эпидота в тяжелой фракции. В составе легкой фракции глин преобладает кварц, отмечен глауконит.

Верхняя подсвита представлена зелеными и зеленовато-серыми алевритистыми глинами тонкослоистыми (часто листоватыми) с линзами, гнездобразными обособлениями и пропластками светло-серых алевритов и алевритовых песков. Отложения иногда вмещают тонкие (до 0,2 м) прослои желтовато-серых глинистых сидерититов; характерны включения углефицированного растительного материала и стяжения пирита, нередко образующие ореолы окисления. Возраст тавдинской свиты доказан комплексами фораминифер, диноцист, остракод, отпечатками листьев, спорово-пыльцевыми ассоциациями семян, плодов, зубов акул и датируется в интервале бартонского и приабонского веков. Тавдинский бассейн седиментации считается относительно мелководным, со спокойным гидродинамическим режимом [306]. Мощность подразделения – до 150 м.

Атлымская свита ( $P_{3at}$ ) выделена В. А. Николаевым в 1947 г. в обнажениях «Белогорского материка». Развита на юго-западе территории листа, относится к Центральному району. С размывом залегает на тавдинской свите; перекрывается согласно новомихайловской свитой, несогласно четвертичными отложениями. Во всех изученных разрезах смена тавдинских глин атлымскими песками происходит резко, без признаков переходных пачек и является четким каротажным репером. Стратон представлен аллювиально-озерными образованиями: светло-серыми (часто с желто-

ватым или коричневатым оттенком) мелко- и среднезернистыми (иногда разноезернистыми) полевошпат-кварцевыми песками с субгоризонтальной, косой или диагональной слоистостью. Среди них здесь встречаются единичные маломощные прослои серых или бурых глин и алевроитов, повсеместно отмечается растительный детрит.

По данным минералогического анализа, легкая фракция представлена в основном породообразующими минералами: кварцем (63–84%), полевыми шпатами (16–34%), слюдой (0,6–2,8%); спорадически отмечаются обломки хлоритизированных пород и кремней, а также глауконит. В тяжелой фракции (выход 1,7–5,3%) главенствуют рудные минералы: магнетит-ильменит (до 61%), присутствует эпидот (10–31%), постоянно встречаются циркон (2,7–9,2%), роговая обманка (2–10%), турмалин, пироксены. В аутигенном комплексе спорадически и в неравнозначных количествах присутствуют пирит и сидерит.

Спорово-пыльцевые спектры атлымской свиты резко отличаются от таковых для тавдинских пород: здесь характерно почти равное содержание пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений (44–48% и 36–45%). Комплекс в целом представляет широколиственно-хвойную растительность с примесью субтропических элементов (определения Л. А. Пановой, Е. П. Бойцовой, Т. Г. Семочкиной и М. С. Зиньковой). Среди хвойных преобладают различные виды *Pinus* и представители *Taxodiaceae*. Для покрытосеменных характерны семейства *Juglandaceae* (*Carya spackmania* Tra v. и др.), *Betulaceae* (*Alnus* sp., *Betula* sp.), *Fagaceae* (*Fagus* sp., *Quercus graciliformis* Boitz., *Castanea* sp.), *Ulmaceae*. Участвуют в спектрах также *Liquidambar* sp., *Magnolia* sp. Кустарниковые и травянистые растения довольно многочисленны (6,4–15,5%): *Potamogeton* sp., *Ericaceae* gen. sp., *Diervilla* sp. и др. Возраст атлымской свиты определяется в основном по спорово-пыльцевым комплексам, которые характерны для нижнего олигоцена, и отвечает палинозоне с *Pinaceae*, *Quercus graciliformis*, *Carya spackmania*. В атлымское время на рассматриваемой площади, как и в целом на территории Западно-Сибирской равнины, формируется флора тургайского типа. Мощность стратона – от 20 до 150 м.

Новомихайловская свита ( $P_{3nt}$ ) выделена И. Г. Зальцманом в 1962 г. (с. Новомихайловка, Новосибирская область). Развита на крайнем юго-востоке площади листа, относится к Центральному району. Без видимого перерыва залегает на атлымской свите и перекрывается туртаской свитой, с несогласием подстилает осадки четвертичного возраста. Верхняя граница проводится достаточно уверенно, нижняя же в известной степени условна и фиксируется появлением в разрезе алевроито-глинистых разностей. По сравнению с атлымскими отложениями, новомихайловская свита характеризуется более тонким (глинисто-алевритовым) составом. Она сложена алевроитовыми глинами, алевроитами и песками с редкими маломощными прослоями лигнитов. Глины темно-коричневые плотные слоистые (часто микрослоистые); алевроиты коричневато-серые хорошо отсортированные. Лигниты имеют темно-коричневую окраску, включают крупные стволы деревьев. Прослои песков различной мощности хотя и отмечаются по всему разрезу, но в целом тяготеют к нижней и средней его

частям. Пески кварцевые и полевошпат-кварцевые, преимущественно мелкозернистые; крупно- и среднезернистые их разновидности редки. По данным минералогического анализа глин, содержание в них частиц пелитовой размерности составляет 45–90%, алевроитовой – от 4 до 45%; глинистые минералы представлены гидрослюдой, монтмориллонитом и бейделлитом, в виде примесей присутствуют растительный детрит и хлорит. В тяжелой фракции (выход 0,9–5,1%) преобладают непрозрачные рудные минералы: магнетит-ильменит (23–67%), распространены также эпидот (10–45%) и роговая обманка (до 10%). По сравнению с аналогичными спектрами атлынской свиты, здесь возрастает роль неустойчивых компонентов и сокращается количество аутигенных минералов.

Из палеонтологических остатков на сопредельных территориях в свите обнаружены споры, пыльца, семена и редкие диатомеи. Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный Т. Г. Семочкиной [331], сопоставляется с палинозоной *Betula gracilis*–*Juglans sieboldianiformis* и в целом близок к атлымскому. В нем отмечаются возрастание пыльцы и количества видов хвойных растений; широколиственные и сережкоцветные несколько сокращаются. В спектре покрытосеменных дальнейшее развитие получают умеренно теплолюбивые элементы тургайской флоры с преобладанием хвойных *Pinaceae* (*Pinus*, *Picea*, *Tsuga* и др.). Среди покрытосеменных типична пыльца *Juglans sieboldianiformis*, *Carpinus* sp., *Betula gracilis* и др.; отмечены *Liquidambar*, *Myrica* и др. Споры представлены в основном семейством *Polypodiaceae*. Комплекс диатомовых водорослей новомихайловской свиты, изучавшийся Н. В. Рубиной, характеризуется наличием мелкоструктурных *Aulacosira raeislandica* (Jouse), *A. praedistans* Jouse, *A. praegratulata* Jouse; из других постоянных форм присутствуют *Aulacosira italica* var. *semildevis* Grun., *A. sibirica* var. *antigua* Rub., *Oscinodiscus lobatus* Rub. Возраст определяется по положению в разрезе, спорово-пыльцевым и диатомовым комплексам как ранний олигоцен (позднерюпельское время). Мощность подразделения – до 100 м.

Туртасская свита ( $P_{3tr}$ ) выделена С. Б. Шацким (1956 г.) на р. Туртас, вблизи устья р. Кацис. Распространена на крайнем юго-востоке площади листа; довольно резко обособляется в разрезе континентального олигоцена по литолого-фациальным особенностям. Обе границы стратона четкие; он согласно залегает на новомихайловской свите, перекрывается с разрывом абросимовской свитой миоцена или осадками четвертичного возраста. Туртасская свита представлена однородными серо-зелеными, зеленовато-серыми глинистыми алевроитами и плитчатыми слюдистыми глинами с редкими маломощными линзовидными прослоями светло-серых алевроитовых и мелкозернистых песков. Характерными признаками пород являются слюдистость, зеленая окраска, «мучнистость» («бархатистость») в сухом состоянии, тонкие (листоватые или микрослоистые) текстуры. Отмечаются маломощные пачки дробного чередования «мучнистых» алевроитов с алевроитами различной степени «глинизации». Алевроиты хорошо сортированы, включают значительную примесь глауконита. Среди глин нередки алевроитовые и даже диатомовые разности; в последних встречаются растительные остатки. Пески также хорошо отсортированные, по минеральному составу

ву подобны алевритам. На территории листа свита палеонтологически не охарактеризована. В соответствии с региональными стратиграфическими схемами (учтенными в серийной легенде), возраст ее отвечает хаттскому веку. Мощность стратона – до 30 м.

### Неогеновая система

На площади листа Q-42 наиболее молодые отложения (от неогена по квартал) слагают сложнопостроенный ансамбль стратонов, опирающийся на субстрат из разновозрастных пород (от раннего кайнозоя по кембрий включительно) с резким несогласием. Суммарная мощность подразделений новейшего осадочного комплекса субарктической зоны Западной Сибири оценивается величиной порядка 1200–1300 м, а возможно, и более. Характер распределения и мощность неоген-четвертичных образований зависят от морфологии и гипсометрического положения элементов погребенного и современного рельефа. Вопросы стратиграфического расчленения, возраста и корреляции таксонов названного мегакомплекса, особенно его «доказанцевской» части, являются предметом непрекращающихся споров. Наибольшие расхождения в ходе дискуссии обнаруживаются при решении проблем происхождения «ямальского» и эквивалентного ему «усть-иртышского» комплексов, заключающих пласты диамиктонов, которые до сих пор, несмотря на наличие в них *in situ* морской или пресноводной фауны, рассматриваются некоторыми исследователями в качестве морен континентальных оледенений. Альтернативная концепция, опирающаяся на результаты крупно- и среднемасштабных площадных инженерно-геологических, геологосъемочных работ и тематических исследований, постулирует водное (бассейновое), в том числе ледниково- и ледово-морское происхождение этих осадков. На карте плиоцен-четвертичных образований индексы всех стратонов дополняются генетическими символами. В соответствии с решениями МСК, верхняя возрастная граница плиоцена определяется в 2,6 млн лет; бывшая «гелазская» его часть рассматривается в составе эоплейстоцена.

Абросимовская свита ( $N_{1ab}$ ) выделена В. А. Николаевым (1956 г.) по р. Абросимовка (с. Екатерининское, близ горы Тары), где был установлен тарский комплекс листовой флоры. Свита выделяется и на юге территории листа, относится к Центральному району. С признаками эрозионного размыва она залегает на тургасской свите; кровля ее также повсеместно размывта. Стратон выполнен песчано-глинистыми лигнитоносными отложениями. Доминирующие слюдястые алевриты коричневые или бурые содержат незначительную примесь глинистого вещества в цементе, часто чередуются с тонкими «прослоями» светло-серых или коричневатых-серых «мучнистых» разностей. Пески светло-серые (до белых) с желтым оттенком мелкозернистые, реже среднезернистые, иногда с гравием и мелкой галькой кварца. Для псаммитов и алевритов характерна тонкая субгоризонтальная (или мелколинзовая), реже косая слоистость. Глины (преимущественно алевритовые) темно-коричневые («шоколадные») микрослоистые плотные; прослои их тяготеют к верхней половине разре-

за. С пелитами и алевритами ассоциируют тонкие линзочки и стяжения глинистого сидерита. В подошве свиты иногда отмечается маломощный (до 20 см) базальный слой разнозернистых песков с глинистыми окатышами и обломками лигнитизированной древесины. Для стратона в целом характерны карбонатность, коричневые и бурые тона окраски, диагенетические конкреции, обилие растительных остатков (скопления фитодерита, крупной углефицированной «сечки», обломки и стволы лигнитизированной древесины). Литолого-фациальный состав, ритмичность напластования, степень сортировки и текстура осадков свидетельствуют об их формировании в условиях гидродинамически спокойной, преимущественно озерно-болотной среды, периодически сменявшейся проточной (речной) обстановкой седиментации, что возможно лишь при относительно стабильном тектоническом режиме. В разрезах абросимовской свиты обнаружены ассоциации диатомовых водорослей, отличительной особенностью которых, по заключению Н. В. Рубиной [412], служит появление новых видов *Aulacosira atlymica* (R u b.) M o i s s., *Alveolophora jouseana* (R u b.) M o i s s., *Melosira(?) pileolus* R u b. и др., **характерных для раннего миоцена Западной Сибири.** Мощность подразделения – до 25 м (за пределами территории – до 60 м).

Новопортовская толща (mN<sub>1-2</sub>np) выделена П. П. Генераловым [46, 359] в разрезах серии картировочных скважин, пробуренных на полуостровах Ямал («Новый Порт» и др.) и Гыдан. В более ранних построениях рассматривалась как «шайтанская» [40] или «самаровская» морены (соответственно нижний или средний неоплейстоцен [254]), другими авторами выделялась как «шурьшкарская толща» в основании «мужиноуральской серии» плиоцена. На площади листа и за его пределами новопортовская толща всюду залегает в основании «ямальского комплекса» «шурьшкарской серии» со стратиграфическим несогласием на более древних таксонах; относится к Ямало-Гыданскому и Салехардско-Тазовскому районам. Абсолютные отметки подошвы колеблются в диапазоне минус 50–минус 210 м. Кровля толщи переуглублена до значений минус 20–минус 30 м (Салехардские Увалы в районе мыса Салемал, Лаборовская впадина и др.). Она по эрозионному контакту перекрыта мыскаменской (реже – синхронной горкинской) толщами либо сразу тиутейхской свитой или (стратиграфически несогласно) более молодыми литоциклами «ямальского комплекса». Новопортовская толща выполняет широкие переуглубленные прадолины Оби, ее крупных притоков и области новейших тектонических впадин. Вскрыта большим количеством скважин, пробуренных на площади листа Q-42 крайне неравномерно, главным образом в прибортовых частях предшурьшкарских эрозионных врезов, очень редко – в притальвеговой зоне (Хановейская впадина).

В составе подразделения преобладают диамиктоны, слагающие часто крупные выдержанные по простиранию пласты (до 15–20 м и более), которые чередуются с маломощными (от 0,3 до 3–5 м) пачками «безвалунных» слоистых (в том числе ленточных) глин, суглинков, алевритов, песков (или переслаивающихся этих разностей), обуславливая крупную ритмичность разреза. Диамиктоны представлены плотными тяжелыми

суглинками, реже супесями, включающими мегакласты (гравий, гальку, валуны, дресву, обломки глинистых пород ложа толщи). В нижней части разреза чаще всего вскрывается наиболее «массивный» однородный пласт (до 30 м) диамиктонов – очень плотных тяжелых структурных («оскольчатых») суглинков с большим (до 10%) содержанием мегакластов. Ближе к Уралу (Хановейская, Лаборовская, Байдарацкая, Нядаяхинская и другие впадины) в составе последних преобладают палеозойские и юрские породы. Местами в нижней части толщи субстрат диамиктонов представлен разнозернистыми супесями, а в его основании залегает базальный горизонт (обычно до нескольких метров) песков с гравием и галькой, реже с глыбами и валунами. Здесь часто наблюдаются отторженцы (до 4 м) подстилающих толщу более древних глин и песков. Во всех суглинистых и глинистых разностях отмечаются обломки раковин моллюсков, скопления, крапленности, примазки, бобовины и сферолиты вивианита, конкреции пирита, сидерита, стяжения черного гидротроилита. Мощность толщи в среднем составляет 40–50 м, максимально достигая 80 м.

На площади листа стратон охарактеризован [81, 302, 359] фауной фораминифер биозоны *Miliolinella pyriformis (slumberger)*, относящейся к «обскому комплексу» В. И. Гудиной [80, 81]. Последний представлен (определения В. И. Гудиной, Л. К. Левчук, Л. А. Тверской) сравнительно бедными ассоциациями, в отдельных пробах насчитывающими от 8 до 20 форм (скважины 30, 98, 28, 94, 2). Количественно преобладают *Retroelphidium subclavatum* (G u d.), *Retroelphidium obesum* (G u d.), *Protelphidium orbiculare* (B r a d y), *Islandiella islandica* (N o r w.), *Cassandra inflata* (G u d.), *C. subacuta* (G u d.). Акцессорные виды *Tappanella arctica* (G u d. et S a i d), *Aloibominoiops mitis* (G u d.), *Miliolinella grandis grandis* (G u d.), *M. subistunda* (M o n t a g u), *Pyrgo williamsoni* (S i l v e s t r i), *Dentalina pauperata* d' O r b., *Fissurina sacculus* (F o r n a s i n i), *Buccella frigida* (G u s h m a n) и др.; они встречаются в 1–3 экземплярах. Комплекс в целом можно охарактеризовать как аркто-бореальный (близкий к бореальному), арктические формы составляют от 11 до 20 %. Палеобассейн представляется относительно глубоководным (до 100–150 м) с преимущественно низкоположительными температурами придонных вод и близкой к нормальной соленостью. По мере приближения к Полярному Уралу (Байдарацкая, Лаборовская и другие впадины) в составе фауны начинают преобладать бореально-арктические и арктические формы, что указывает на постепенное обмеление бассейна (до 50 м и менее), понижение солености и температуры воды (до отрицательной). В. И. Гудина [80] и Л. К. Левчук (1984 г.) датируют биозону *Miliolinella pyriformis* (слои с обским комплексом) началом среднего неоплейстоцена (тобольский горизонт); Л. А. Тверская и В. С. Зархидзе [301, 302] сопоставляют «обские слои» с плиоценовой колвинской свитой Большеземельской тундры.

Севернее и восточнее площади листа Q-42 (приморские районы Ямала и Гыдана) новопортовская толща изучена [46] картировочным бурением более детально (с серийным опробованием керна скважин). Здесь она содержит фораминиферы в разных количествах по всему разрезу. При этом в составе ассоциаций переотложенных форм не обнаружено (за исключением

меловых или палеогеновых фораминифер из непосредственно подстилающих пород, насыщенных этой микрофауной). Основу фораминиферовых ассоциаций, локализованных в горизонтах, отвечающих ортозонам Матуяма, Гаусса и Гильберта [46, 359], составляют «обские» виды (включая зональный) и разновидности – до 48 экземпляров в отдельных пробах. Интерес представляют находки в низах толщи *Cibicides grossus* Dam et Reingold показательного вида для плиоцена Арктики, а также обычно не свойственных для плейстоцена Субарктики *Cibicides* sp., *Cibicidoides* sp., *Robulus* sp., планктонных глобигериновых форм.

Спорово-пыльцевые спектры из новопортовской толщи на рассматриваемой площади отражают преобладание на суше того времени березово-ольховых редколесий при подчиненной роли хвойно-мелколиственных лесов (без участия ели); такие палеоландшафты обычно трактуются палинологами как лесотундра. Нижняя часть толщи нередко содержит спектры, в которых доминируют инситные споры сфагновых мхов и пыльца травянисто-кустарничковых растений, а также (особенно в базальном слое) микрофоссилии из переотложенных мезозойских и палеогеновых пород. Безлесность спектров, согласно выводам палинологов, определяет их принадлежность к палеоландшафтам арктической тундры, хотя в равной мере, на наш взгляд, может характеризовать заболоченные «ваттовые» побережья эпохи первой ямальной трансгрессии. Господствующий тогда климат оценивается разными исследователями как близкий к современному, с вариантами «несколько теплее» или «несколько холоднее».

Несмотря на то, что палеонтологические данные свидетельствуют в пользу раннеплиоценового возраста новопортовской толщи (верхняя половина новостаничного горизонта), по настоянию главного редактора Западно-Сибирской серии Е. К. Ковригиной, время ее накопления принято миоцен-плиоценовым – в соответствии с весьма устаревшими (на взгляд автора) региональными стратиграфическими схемами (2001 г.)

Кеушкинская толща (1,amN<sub>2</sub>kš) распространена в Сосьвинско-Белогорском и Увалосибирском районах; выделена П. П. Генераловым и Ю. П. Черепановым [48, 413] по составному стратотипу в серии обнажений на правом берегу Оби (вблизи пос. Кеушки), где первичное залегание ее нарушено экзотектоническими и древнеоползевыми процессами, проявлениями вторичной складчатости нагнетания, в том числе диапиризма. Считается, что, как и новопортовский литоцикл, она сформировалась в результате первой новейшей трансгрессии, выполняя переуглубленные (до –130 м) врезы широких предшурырышкарских (предьямальских, предъустырьтышских) палеодолин, в которых сохранилась от размыва в основном на прибортовых участках. В страторайоне она более или менее четко дифференцирована в разрезе, где подразделяется на три-четыре литопачки (снизу вверх): 1) базальные пески (до 30 м); 2) суглинистые диамиктоны (до 8 м); 3) преимущественно ленточные и тонкослоистые глины и алевроиты, включающие прослой песков, линзы несортированных «мореноподобных» супесей и суглинков с мегакластами (мощность литопачки – до 40 м); 4) супесчано-суглинистые диамиктоны (до 20 м). Пласты диамиктонов, как и в новопортовской толще, включают тонкие

пачки (до 3 м) «безвалунных» глин, суглинков, супесей, песков, алевроитов, нередко переслаивающихся между собой; местами (вблизи бортов) они вмещают обломки, «обрывки» и крупные отторженцы мел-палеогеновых пород (глин, опок и др.). Нижняя песчаная пачка часто отсутствует в разрезе. К югу от «барьерной зоны» Сибирских Увалов мощность толщи в целом не превышает 120 м.

На площади листа описываемый стратон установлен скв. 90, вскрывшей мощный (268,2 м) разрез «шурышкарской серии» (интервал абс. отм. минус 128,2—плюс 140 м), которая по резкому субвертикальному эрозионному контакту приклонена к высоко приподнятому (на абс. отм. свыше 175 м) массиву эоцен-палеоценовых пород. В скважине кеушкинская толща залегает в интервале глубин 138,6–268,2 м с размывом на глинах талицкой свиты палеоцена; в основании имеет маломощный базальный слой с участием валунов полимиктового состава. Следующая за ним песчаная пачка (из стратотайона) здесь отсутствует, а базальный горизонт сразу сменяется (интервал 262,8–244,2 м) неравномерным чередованием темно-серых суглинистых диамиктонов, очень плотных, массивных, с гнездами светлого разнозернистого песка и темно-серых (до черных) песчаных глин, содержащих гравий и гальку, а также однородных черных тугопластичных плотных глин с «присыпками» и слоями серых мелкозернистых песков. По всему интервалу отмечаются также валуны опок, магматических и метаморфических пород.

Выше (интервал 244,2–226,5 м) вскрыт «горизонт смешения» разнозернистых (от дресвы и щебня до валунов и глыб) обломков, «обрывков» опок и опокovidных глин, «блоков» черных пластичных тонкослоистых со смолистым блеском глин палеоцена, содержащих линзочки и гнезда серого тонкозернистого песка и хорошо отсортированного алевроита. Местами отмечаются тонкие (до 1 м) пласты темно-серых и серых супесчаных диамиктонов.

В интервале 226,5–167,4 м залегает пачка неравномерного чередования плотных супесчано-суглинистых диамиктонов с разнозернистой песчаной компонентой темно-серого (до серого) цвета, включающих гравий, гальку, редкие валуны полимиктового состава (в том числе окатанные обломки опок) с черными или темно-серыми (с зеленоватым оттенком в сухом состоянии) тонкослоистыми (местами до ленточных) тугопластичными жирными глинами со смолистым блеском на срезе. Пески и алевроиты присутствуют в виде многочисленных гнезд, характеризуются кварцевым и глауконит-кварцевым составом, светло-серой и зеленовато-серой окраской. Мощность слоев черных глин – от первых сантиметров до нескольких метров. Породы в целом трещиноватые, перемятые, иногда раздроблены до состояния щебня, отмечены зеркала скольжения; в основании пачки залегает пласт (3,4 м) с обломками (дресва, щебень и др.) кремнистых опок в глинисто-песчаном заполнителе. Контакты глин с диамиктонами чаще резкие, иногда с постепенным переходом. Завершает (инт. 167,4–138,6 м) разрез толщи сравнительно монотонный пласт тяжелых суглинистых диамиктонов темно-серого цвета, очень плотных, с рассеянными включениями гальки и гравия (изверженных и метаморфических пород) хорошей и

средней степени окатанности. Характер верхней границы с перекрывающей карымкарской толщей эоплейстоцена здесь неясен из-за отсутствия керна. В страторайоне контакт между толщами обычно выражен неровной поверхностью размыва, а местами – резкого эрозионного несогласия.

Мощность кеушкинской толщи в этом разрезе составляет 129,6 м; по своему строению и составу он близок к своим южным аналогам. Характер переслаивания валунных и «безвалунных» осадочных образований, а также их соотношение иногда напоминают новопортовскую толщу. При этом доля переотложенного материала подстилающих коренных пород во всех фракциях – от тонокой пелитовой до грубообломочной (в том числе блоков – отторженцев), а также дислоцированность слоев здесь значительно выше, чем в последней. Палеогеоморфологический анализ фактического материала по скважинам [40, 280, 413] показывает, что специфичность разреза толщи обусловлена его непосредственной близостью к восточному борту «коридора», выделяемого в «барьерной» субширотной гряде Сибирских Увалов и соединяющего морской новопортовский и существенно опресненный кеушкинский палеобассейны. Оба характеризовались временами ледовым режимом и глубинами, допускающими дрейф не только речного или морского льда, но и небольших айсбергов.

Палеонтологически стратон на площади листа не охарактеризован. В более южных частях Сосьвинско-Белогорского района кеушкинская толща нередко содержит пресноводные неогеновые (от единичных до многочисленных экземпляров) и (спорадически) четвертичные диатомеи [40, 77, 413], а также ископаемую семенную флору с региональными экзотами (известную с миоцена, а в плиоцене встречающуюся в больших количествах). В палинокомплексах [40, 413] наряду с массой переотложенной мел-палеогеновой пыли выделяются характерные сингенетичные ассоциации. В большинстве своем они относятся к лесному типу и указывают на довольно умеренный климат; в начальные этапы седиментации (нижняя «песчаная» пачка) он был теплее современного. Тенденция к изменению спектров от более «теплых» к более «холодным» вверх по разрезам отмечается в работах И. А. Волкова и др. (1973 г.), Д. Г. Зилинга (1969 г.), Р. Б. Крапивнера (1969 г.). «Безлесность» спектров в отдельных пробах из «глинистой» пачки толщи трактуется разными палинологами или как отражающая тундровые ландшафты, или как присущая заболоченным «ваттовым» побережьям. За пределами площади листа по результатам ТЛ датирования [11] якобы «межморенной» ленточнослоистой глинистой пачки радиологический возраст последней находится в диапазоне  $250 \pm 58$  –  $550 \pm 110$  тыс. лет, что явно противоречит совокупности геологических данных. Любопытный факт: в одном и том же разрезе пачки (пункт опробования – Самарово) ее основание оказалось моложе ( $445 \pm 110$  тыс. лет), чем середина ( $550 \pm 110$  тыс. лет).

Возраст кеушкинской толщи, исходя из палеогеографических реконструкций, различными исследователями трактуется по-разному – от позднего миоцена до среднего неоплейстоцена. Странники ледниковой концепции связывают ее формирование с миндельским («шайтанским») или рисским (самаровским) покровными оледенениями. С другой стороны,

залегание стратона в основании новейшего осадочного комплекса севера Западной Сибири, а также формационные, палеогеоморфологические, фациально-литологические и другие критерии указывают на тесную корреляционную связь кеушкинской и фаунистически охарактеризованной новопортовской толщ. В серийной легенде она датируется плиоценом; по объему, вероятно, не выходит за рамки верхней половины новостаничного горизонта. Максимальная мощность рассматриваемого стратона на площади листа – 130 м.

Большеобская толща (am,mN<sub>2</sub>bb) развита в Салехардско-Тазовском и Сосьвинско-Белогорском районах. Выделена в 1998 г. П. П. Генераловым [359] по разрезам серии скважин, пробуренных в долине Большой Оби ниже широты пос. Перегребное. Ранее [413] эти отложения описывались под названием «нарыкарская толща» и были отнесены к тому же стратиграфическому уровню, что и кеушкинская толща. На рассматриваемой площади таксон достоверно выделен всего в двух скважинах (88 и 65). Первый разрез вскрыт над дном палеодолины Оби (ее самой древней генерации) в притальвеговой зоне (абсолютная отметка подошвы – около 170 м), второй фиксирует прибортовой участок палеодолины р. Полуи недалеко от устья его прарусла (абсолютная отметка подошвы толщи – 145 м). Анализ материала скважин по профилям Ханты-Мансийск–Игрим (на участках «Нарыкары», «Тугияны», «Березово», «Горки»), Мужы–Азовы (район Шурышкарского Сора), Салехард–Полуй показывает, что осевая часть (тальвег) предшурьшкарского вреза пра-Оби примерно до широты Казым–Мыса проходит западнее ее современного русла (все больше отклоняясь к югу), а далее (до Салехардских Увалов) отклоняясь от него уже к востоку приблизительно на 40–50 км. Продольный профиль осевой части дна палеодолины сравнительно пологий (не круче современного у Оби), поперечный близок к корытообразному, без четко выраженной террасированности, слабо асимметричный со смещением тальвега в сторону более резко выраженного правого борта.

Для большеобской толщи характерно значительное преобладание суглинистых диамиктонов (по ранней документации [280] – «глин алевритисто-песчаных темно-серых мореноподобных, неслоистых, несортированных»), с многочисленными включениями гравия, гальки, реже валунов уральских метаморфических пород, кварцитов, жильного кварца, опок. Редко (скв. 90) встречаются зерна янтаря мелкогравийной размерности. Содержание мегакластов кристаллических пород колеблется от 10 до 49%. Прослойки песков и безвалунных глин, обычно содержащих гнезда или тонкие слойки алевритов и песков, как правило, маломощные (до 3 м); они быстро выклиниваются, не образуя пачек широкого площадного распространения. Характерны также включения и пропластки (до 1 м) темно-серых и черных сильно трещиноватых жирных глин с зеркалами скольжения. В нижней части разреза (скв. 88) они местами представляют собой плотные камнеподобные миктиты. Контакты с вмещающим диамиктоном обычно неровные, чаще четкие, иногда размытые. При этом в большеобских диамиктонах, как и в кеушкинских, сколько-нибудь существенных деформаций не

обнаружено. В обеих скважинах большеобская толща залегает трансгрессивно на ганькинской свите верхнего мела. В скв. 65 она перекрыта (по размытому контакту) песками эоплейстоценовой тиутейхской свиты; в скв. 88 (инт. 158,0–163,3 м) отделена от последней пограничным двуслойным, сильно трещиноватым «пластом» отторженца, представленного снизу серыми диатомовыми глинами (3 м), сверху (2,3 м) – очень плотными темно-серыми алевролитами. В кровле и подошве фиксируются размывы (линзы песков с мегакластами). Мощность толщи на площади листа, по имеющимся данным, составляет 20–50 м.

На рассматриваемой территории морская фауна не изучена. Ближайший разрез, в котором большеобская толща охарактеризована [413] бедной (восемь форм) микрофауной фораминифер, найденных в единичных экземплярах – пос. Березово. Фораминиферы встречаются как в «тильгимском», так и «обском» комплексе В. И. Гудиной [80] в средней части стратона определены (палинолог З. И. Зельманова) формы арктического облика: *Criboelphidium orbicular* Brady, *Cassidulina teretis* Tappan, *C. aff. norcrossi* Cushman, *Elphidium subclavatum* Gudina, *E. ex gr. subclavatum* Cushman, *Protelelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* Gudina. В нижней части разреза (глубины 115 и 130 м) встречена *Pullenia cf. quinqueloba* (Reiss) – аркто-бореальный вид.

По данным Г. И. Лазукова [150] и А. И. Жавотовской (1956 г.), большеобская («шурышкарская») толща в районе Шурышкарского сора содержит в скважинах ассоциацию диатомовых с *Melosira italica*, *Navicula criptosephala* и др., в которой (по заключениям А. П. Жузе и Н. Г. Заикиной) доминируют холодолюбивые виды. А. П. Жузе допускала плиоценовый возраст вмещающих осадков. Спорово-пыльцевые комплексы [150, 413] описываемого стратона характеризуются плохой сохранностью и бедностью состава, содержат много переотложенных (и лучше сохранившихся) «дочетвертичных» форм. В инситных спектрах преобладает пыльца древесных, в основном древовидной березы (до 75%), в ничтожных количествах представлены сосна, ель, пихта, ива, карликовая березка, несколько больше – ольха. Среди травянистых доминируют злаковые (до 40%), меньше осок, вересковых, очень мало маревых, полыней, сложноцветных. Споры (до половины спектра) представлены в основном сфагновыми мхами (до 60%), значительно меньше папоротников и зеленых мхов. Палиноспектры в целом отражают смену (снизу вверх) лесотундровых ландшафтов северо-таежными, за исключением самых низов разреза, где они наиболее «теплые».

Большеобская толща, вероятнее всего, формировалась в крупном морском заливе, затопившем переуглубленные долины пра-Оби и ее притоков в эпоху первой ямальской трансгрессии. Она занимает промежуточное положение между одновозрастными новопортовской и кеушкинской толщами в составе проксимального ряда регионаруса как древнейшего звена ледово-шельфовой формации севера Западной Сибири. По альтернативной концепции, стратон имеет континентально-ледниковый генезис. Согласно серийной легенде, возраст большеобской толщи принят раннеплиоценовым.

Горкинская толща ( $1, \text{amN}_2^{1-2} \text{gr}$ ) распространена в тех же районах, что и вышеописанный стратон; выделена П. П. Генераловым [359] по разрезам скважин в долине Оби, на отрезке от устья р. Казым до пос. Горки. Автор рассматривает ее в качестве эквивалента базальных (ингрессионных) слоев карымкарской толщи, заполнявших притоки и прибортовые части пра-Оби и «раскрытые» в максимальные переуглубления более молодой генерации плиоценовой гидросети. На площади листа Q-42 горкинская толща залегает в основании второго («послебольшеобского», «послекеушкинского») типа разрезов переуглубленных долин. С большеобской толщиной она имеет вложенно-прислоненные соотношения, а ниже поверхности древнего среза местами вложена непосредственно в породы морского палеогена, где представляет наиболее древние ингрессионные, местами базальные (эстуарно-штрандовые, аллювиальные) слои карымкарско-тиутейхского литоцикла. Наиболее уверенно толща как самостоятельное подразделение обособляется под осадками последующего (полуйско-казымского) сублитоцикла (эоплейстоцен), вложенными в тиутейхскую свиту и местами с эрозийным и стратиграфическим несогласием залегающими непосредственно на ингрессионных слоях последней. В перекрытых же разрезах упомянутого «литоцикла переуглублений» (особенно на приподнятых ступенях палеорельефа погребенной его подошвы) автономность описываемого таксона по меньшей мере сомнительна.

На площади листа Q-42 горкинская толща вскрыта в палеодолине Оби скважинами 105 и 89, в разрезах которых ее подошва следует на абсолютных отметках соответственно минус 153 и минус 187 м; в устье р. Казым она переуглублена до отметок минус 200 м. В составе толщи преобладают диамиктоны – очень плотные неслоистые несортированные, со структурной («оскольчатой») отдельностью; иногда встречаются массивные, реже слоистые тяжелые супеси с большим количеством (увеличивающимся с глубиной) включений гравия и гальки (местами валунов) уральских кристаллических пород разнообразного состава. Согласно лабораторному определению, наполнитель – песчанисто-алевритовые или алеврито-песчаные глины. Окраска их изменяется от серой до почти черной за счет переотложенного материала палеоценовых глин. В диамиктонах наблюдаются тонкие линзочки, редко маломощные прослои светло-серых алевритистых песков, иногда с гравием и галькой разного петрографического состава. В отличие от вышеописанных нижнеплиоценовых толщ, здесь отсутствуют прослои глин; горкинские породы нередко разбиты субвертикальными и субгоризонтальными трещинами, иногда почти по всему разрезу толщи (скв. 105); нижний ее контакт там не охарактеризован из-за неполноты керна [280]. За южной рамкой листа в долине р. Казым низы толщи обогащены перетертым материалом местных пород (разной величины и окатанности): опок, диатомитов, алевролитов. Иногда базальный слой представлен разномзернистыми песками с мегакластами, а выше по разрезу отмечены прослои (до 5 м) алевритов. Подобный вариант базальной пачки вскрыт и в одной из скважин страторайона (Горки). Мощность горкинской толщи составляет 45–60 м.

Имеющиеся палеонтологические данные [77] свидетельствуют о преобладании в породах переотложенных мел-палеогеновых спорово-пыльцевых и диатомовых форм. Однако в скважинах Нарыкарского профиля (А. Н. Ночкин и др., 1967) среди суглинистых диамиктонов обнаружен *in situ* (определитель – З. И. Зельманова) бедный (семь форм) комплекс фораминифер с *Protephidium orbiculare* Brady, *Elphidium obesum* Gudina, *Cassidulina teritis* Tarran и др. Здесь же найдена (по заключению Е. В. Постниковой) остракода, близкая к морскому виду *Normanicythere leioderma* (Norman). Литогенетически осадки стратона определяются как сочетающиеся прибрежно-озерные и аллювиально-морские (с фациями «чистого» аллювия или мариния); они накапливались в условиях частой смены крупного опресненного эстуария (непосредственно связанного с морским бассейном) и «отшнурованного» глубокого лимана на фоне динамически неспокойной обстановки с проявлением складчатости нагнетания и экзотектонических процессов. Отметим, что Ю. Ф. Захаров [104], выделявший эту толщу под названием «шайтанская», рассматривал ее отложение в качестве континентальной морены раннечетвертичного оледенения.

В РСС-2001 горкинская толща (как и ее стратиграфический аналог мыскаменская толща) отнесена к кулундинскому горизонту (тогда – целиком плиоцен). Учитывая положение в сводном разрезе «усть-иртышского комплекса» между кеушкинской толщей и тиутейяхской свитой, а также согласно серийной легенде, рассматриваемый таксон датирован ранним–поздним плиоценом (в современном двучленном его делении), по объему он соответствует нижней половине кулундинского горизонта.

Мыскаменская толща (amN<sub>2</sub><sup>1–2</sup>mk) распространена в Ямало-Гыданском и Салехардско-Тазовском районах; выделена П. П. Генераловым [46] в скв. 1-Г (пос. Мыс Каменный, лист R-43) первоначально как «слои» с одноименным названием. На площади листа, как и в опорном разрезе, она выполняет притальвеговые зоны переуглубленных прадолин, врезанных в новопортовскую толщу и более древние мезозойско-кайнозойские породы. На рассматриваемой территории толща вскрыта скважинами в самых низовьях Оби, в Лаборовской и Хановейской впадинах, долинах рек Полуи и Правая Хетта. В тех интервалах, где керн не поднят, стратон четко выделяется по каротажным диаграммам. В максимальных переуглублениях палеодолин (разных порядков) его подошва располагается на абс. отм. от минус 130 до минус 350 м, а на юго-востоке Ямала – до минус 370 м.

Мыскаменская толща повсеместно перекрыта морскими осадками тиутейяхской свиты, залегающей обычно трансгрессивно с площадным размывом. В разрезе описываемого таксона заметно преобладают пески; в нижней половине они преимущественно мелкозернистые светло-серые, прослоями алевролитистые буровато-серые. Псаммиты часто содержат рассеянный гравий и мелкую гальку домезозойских образований, палеогеновых опок, а также угловатые обломки местного материала. В более грубозернистых песках (5–7 м вблизи подошвы над нижним контактом толщи) отмечается обилие мегакластов (как местных, так и уральских пород), достигающих размера «катунов» и валунов (более 10 см) и сцементированных

песчано-супесчано-суглинистым материалом. В верхах разреза пески и алевропески переслаиваются с буровато- или зеленовато-серыми средней плотности «мореноподобными» супесями и суглинками, включающими гравий и мелкую гальку (ритм переслаивания 2–10 м). Вблизи кровли толщи обычно залегает слой (мощностью до 7 м) разнородных галечно-гравийных песков с редкими окатанными обломками местных пород (в основном опок). В разрезах «приуральских» впадин мыскаменские отложения представлены, как правило, чередованием песков и грубообломочных пород (с песчаным заполнителем) с редкими глинистыми прослоями (до 4 м); в псефитовых обломках – образования палеозоя и юры. На площади листа Q-42 мощность стратона обычно составляет 35–45 м и лишь у восточной границы трапеции увеличивается до 60–70 м. Седиментация, по-видимому, происходила в аллювиально-морских (эстуарных) условиях.

Палиноспектры из мыскаменской толщи [46, 110, 150] указывают на преимущественное развитие ландшафтов березовых (с сосною и елью) редколесий в сочетании с растительностью сфагновых болот; это определяет климат как несколько более теплый, чем современный. По мнению Т. П. Левиной, такие спектры характеризуют лесотундру, а В. С. Волкова [31] после детального изучения проб из интервала 260–370 м опорной скважины сопоставила выделенные ассоциации спор и пыльцы с комплексами «каргатской пачки» плиоцена на юге Западной Сибири. По положению в сводном разрезе Ямало-Гыданского района непосредственно под тиутейхской свитой («позднекулундинский» возраст которой определяется [46, 359] принадлежностью к ортозоне Гаусс и низам зоны Матуяма палеомагнитной шкалы) описываемый стратон должен датироваться «догелазским» хроноинтервалом. Ранее мыскаменская толща сопоставлялась с полуйской свитой (тогда – нижнего неоплейстоцена, сейчас – верхнего эоплейстоцена), а еще раньше (РСС-1990) – с «аллювиальными и водноледниковыми песками» на уровне верхнекочковского подгоризонта, тогда относившегося к верхнему плиоцену. Тем самым она синхронна горкинской толще, а по объему соответствует нижней половине кулундинского горизонта.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Представлена всеми подразделениями общей шкалы. С учетом недавнего решения МСК о перемещении нижней границы квартера на рубеж 2,6 млн лет, бывший гелазский ярус неогена рассматривается в составе четвертичной системы. По согласованию с руководством четвертичной комиссии до принятия окончательного решения по таксономии нижней части системы в данной работе условно используется следующее ее деление (и соответствующая индексация). Все таксоны в возрастном интервале 2,6–0,8 млн лет отнесены к эоплейстоцену. Последний расчленяется на два подраздела: нижний –  $E_1$  (в объеме бывшего гелазского яруса) и верхний ( $E_2$ ) в прежних границах эоплейстоцена с сохранением здесь обоих звеньев ( $E_2I$  и  $E_2II$ ).

Почти вся северная часть территории листа, относящаяся к так называемой «зоне морских трансгрессий», расположена в пределах четырех структурно-фациальных районов (СФР): Ямало-Гыданского, Салехардско-Тазовского, Сосьвинско-Белогорского, Увалосибирского. Для двух последних главным каналом проникновения вод Арктического бассейна, вероятно, служили прадолины Оби и ее крупных притоков (Полуя, Надыма и др.), а осадконакопление временами происходило в несколько опресненных акваториях типа заливов, лагун, лиманов и эстуариев. Северо-западная часть площади листа принадлежит к Кожимско-Щучьинскому району, представленному комплексом континентальных субэвральных, редко субаквальных и морских образований Уральского кряжа и педимента. Территории Лаборовской, Хановейской, Байдарацкой и других окраинных впадин с типично «ямальским» типом сводного разреза новейших отложений включены в Салехардско-Тазовский район. Первый из названных районов характеризуется широким развитием отложенного склонового ряда, осадков ледниковой группы, речного аллювия (верхний неоплейстоцен–голоцен). Сниженная (абс. выс. отн. – 280–140 м) равнинная часть педимента сложена (почти с поверхности) морскими образованиями максимальной трансгрессии (поздний эоплейстоцен), неравномерно выклинивающимися к западу, в сторону кряжа. На большей части площади они перекрыты породами основной (абляционной) континентальной морены (верхний неоплейстоцен) или (местами) регрессивной пачкой песков.

### ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Карымкарская толща (I, аЕ<sub>1</sub>kr) распространена в Увалосибирском и (в гораздо меньшей степени) Сосьвинско-Белогорском районах. Выделена П. П. Генераловым и Ю. П. Черепановым [48, 413] в обнажении Карымкарского яра (правый берег Оби, где ее слои сильно деформированы (иногда с крутым падением) в результате проявления экзотектонических процессов и складчатости «нагнетания»). Здесь она по неровному эрозионному контакту залегает на кеушкинской толще и доплиоценовых породах. В полных разрезах стратона насчитывается четыре-пять литопачек. Нижняя базальная аллювиальная пачка (2–12 м) разнородных косослоистых песков с мегакластами погружается под уровень пляжа и прослеживается по каротажным диаграммам до глубин минус 30–минус 50 м, а далее, по-видимому, «открывается» в максимальные переуглубления (на уровне горкинских слоев). Выше прослеживается пачка (до 7–8 м) ленточных алевроитов, параллельнослоистых плотных супесей с мегакластами, постепенно переходящих в нечетко слоистые, «оскольчатые» супеси с маломощными прослоями мелкозернистых песков, содержащих редкие включения гравия и гальки. Она с четким «трансгрессивным» переходом перекрыта пачкой (3–15 м) песков, существенно мелкозернистых, в разной степени глинистых (до хорошо сортированных). Слоистость субпараллельная (до нитевидной), параллельно-линзовидная, локально-полого-диагональная, часто деформированная – с обилием микротрещин, смещениями,

разрывами и перемятостью слоев. Вверху пески дробно переслаиваются с супесями и песчанистыми глинами, обозначая постепенный переход в пачку (5–20 м) структурных листоватых, реже плотных суглинисто-супесчаных диамиктонов с рассеянными гравием, галькой, редкими валунами; субпараллельная слоистость подчеркивается тонкими (до 4 см) прослоями светло-серых мелкозернистых песков. Завершается разрез толщи по четкому контакту, но без видимых признаков размыва наиболее мощной (до 30 м) пачкой характерных плотных массивных тяжелых суглинисто-супесчаных диамиктонов, образующих в обнажениях почти вертикальные скалоподобные обрывы. Заметна неравномерно проявленная параллельная слоистость за счет тонких (до первых сантиметров) прослоев песков, разделяющих пласти (от 0,2 до 3 м) монотонных песчаных илов с большим содержанием включений гравия, гальки, валунов, наличием структур подводного оползания в виде «вздутый», «раздувов», концентрически слоистых песчано-супесчаных «катунов». Здесь часто встречаются гидроокисно-железистые конкреции (до 5–8 см) сферической и овальной формы. Максимальная мощность стратона достигает 80 м.

На площади листа карымкарская толща вскрыта скв. 90 («Куноватский материк»), где в интервале 69,0–138,6 м она залегает согласно на кеушкинской толще и перекрыта с размывом (вероятно, по абразионному контакту) ханты-мужинской толщей. Характер нижней границы и состав непосредственно выше залегающих слоев не ясны. Схематичность полевой документации разреза (вероятно, из-за низкого выхода керна и отсутствия каротажа) не дает достаточного представления о строении и литологии карымкарских отложений. Весь 70-метровый интервал охарактеризован как алеврит-песчано-глинистый, переходящий местами в глину алеврито-песчаную (песчаная фракция разнозернистая), темно-серый до черного, в сухом состоянии серый, несортированный, неслоистый, очень плотный, с редкими линзами и гнездами песка разнозернистого серого с включениями гравия и гальки опоки (она преобладает), аргиллита, песчаника, кварца, метаморфических и магматических пород; крупнообломочный материал различной степени окатанности, встречается щебень опоки, а в интервалах 100,2–105,0 м – валуны кристаллических пород». Несколько разнообразную представленную монотонность толщи «прослой (4–5 см) глины алевритовой, темно-серой хорошо сортированной, с матовым блеском, незначительной примесью песка и тонкими линзами и гнездами светло-серого алеврита» в верхней части интервала 71,4–76,2 м (абс. отм. 64–69 м), а на глубине 119,4–124,2 м (абс. отм. 16–21 м) – «пласт песка глинисто-алевритового светло-серого мелкозернистого», напоминающего идентичные прослой из третьей снизу пачки карымкарской толщи страторайона. Биостратиграфическая характеристика стратона здесь отсутствует. Литогенетически ее образования отвечают лимнию и аллювию, часто чередующимся в разрезе и по латерали.

Палеонтологические остатки в составе толщи даже в страторайоне бедны и не показательны. Постоянно присутствуют переотложенные мел-палеогеновые формы (определения М. А. Зиньковой, Н. В. Рубиной и др.), отмечаются споры *Melosira* неизвестного возраста, а также обломки перистых диатомей «четвертичного» облика: *Nitschia* sp., *Melosira italica* (Ehr.)

*Ktz.*, *Pinnularia* sp., единичные – *Melosira scabrosa* Oestr. – пресноводный вид, распространенный с миоцена по квартал. Палинологические исследования [40, 413 и др.] разрезов карымкарской толщи проводились Н. Б. Дрожачих, Е. Е. Гуртовой, С. Н. Никифоровой, А. И. Чигуряевой, Р. Е. Рубиной. Несмотря на различия взглядов отдельных палинологов в вопросе разделения инситных и переотложенных групп микрофоссилий, особенно пыльцы хвойных пород, в карымкарских комплексах усматриваются общие черты, определяющие их отличия от кеушкинских спектров. В целом они лесные и редколесные, с преобладанием пыльцы древовидной березы и ольхи, подчиненным присутствием пыльцы хвойных (главным образом кедра). С. А. Архипов и др. [11] приводит ТЛ дату из «карымкарских слоев» (вторая и третья пачки) за пределами листа, соответствующую  $210 \pm 28$  тыс. лет, что почти на порядок не согласуется с геологическими данными.

Карымкарская толща (и ее аналог тиутейяхская свита) надстраивают в пределах современных междуречий мощный регрессивно-трансгрессивный литоцикл наиболее значительной позднекайнозойской трансгрессии, начинающийся мыскаменской и горкинской толщами максимальных переуглублений и завершающийся ханты-мужинской толщей высоких (выше 140–150 м над уровнем моря) равнин («Белогорский материк», «Сибирские Увалы», педимент Урала, в том числе «Мужинский Урал» и др.). «Позднеплиоценовый» возраст карымкарской толщи, принятый в Легенде-1000, в связи с «Постановлением» бюро МСК от 7 апреля 2011 г., соответствует теперь раннему эоплейстоцену; по объему стратон ограничен верхней половиной кулундинского горизонта.

Тиутейяхская свита (*mE<sub>1</sub>tt*) развита в Ямало-Гыданском, Салехардско-Тазовском и (ограниченно) в Сосьвинско-Белогорском районах; выделена П. П. Генераловым [359] в разрезе картировочной скважины (бассейн р. Тиутейяха, п-ов Ямал). Она выполняет переуглубленные (максимально в осевых частях) палеодолины «второй плиоценовой» генерации гидросети. Продольный профиль их тальвегов значительно круче такового для предшурьшкарских врезов и современного русла системы Иртыш–Обь (А. П. Астапов и др., 1970). В границах площади листа Q-42 абсолютные отметки осевой части прадолины Оби варьируют от 190–200 до 340–350 м. Поперечный профиль днищ тиутейяхских палеодолин (в отличие от новопортовских или большеобских), отчетливо террасирован. Свита согласно подстилается мыскаменской или горкинской толщами; по отношению к новопортовской и большеобской толщам она характеризуется вложено-приклоненным залеганием. В первом варианте ее разрез начинается с переходной пачки ледово- и эстуарно-морских отложений (мощностью до 45 м), которая представлена суглинисто-супесчаными диамиктонами, чередующимися в разрезе с «безвалунными» супесями, суглинками, алевроглинами и песками. Последние местами (над нижним контактом) содержат гравий и гальку преимущественно местных подстилающих образований (опок, алевролитов, песчаников и др.), реже – кристаллических пород домезозоя. В верхних, относительно расширенных частях погребенных мыскаменских прадолин мощность «переходной» пачки не превышает 20 м, редуцируясь

в латеральном направлении. Выше нее разрез представлен чередованиями относительно однородных пластов (5–40 м) супесчано-суглинистых структурных («оскольчатых») диамиктонов с пачками (5–12 м) неравномерного переслаивания глин, алевроитов, песков, супесей и суглинков, в том числе мореноподобных; отдельные пачки (до 5 м) почти нацело сложены разнозернистыми песками с включениями гравия, гальки, иногда валунов полимиктового состава, разноразмерных (вплоть до отторженцев) обломков местных доплиоценовых подстилающих пород. В алевроглинистых слоистых разностях постоянны включения вивианита, изредка встречаются конкреции сидерита, обломки раковин, пеллеципод, древесные и растительные остатки.

Пласты диамиктонов также содержат редкие или единичные тонкие (0,5–1,5 м) прослои безвалунных супесей и суглинков или мелкозернистых песков. По составу и плотности они мало чем отличаются от новопортовских и большеобских пород, но разнятся по окраске, в которой преобладают не темно-серые, а серые и зеленовато-серые тона, а также характеризуются большей деформированностью и трещиноватостью слоев. Диамиктоны в сочетании с пачками переслаивания (или существенно песчаными пластами) образуют внутриформационные мелкие литоритмы («ритмонары»), число которых обычно 2–3, но может достигать и 4–5. За границей распространения мыскаменской толщи в основании свиты находится базальная пачка (0,5–14 м) переслаивания гравийных (с галькой, изредка валунами) песков, супесей, суглинков, алевроглин; здесь встречаются мелкие раковины и обломки двустворок, коричневые фрагменты древесины и мелкие растительные остатки. Наиболее грубый состав этой пачки устанавливается над отложениями новопортовской, большеобской толщ и палеозойскими образованиями, где она представлена местами (Лаборовская, Хановейская впадины) гравийно-галечно-валунным материалом мощностью до 10–12 м. Мощность триутейхской свиты на площади листа Q-42 достигает 112 м.

В пределах территории стратон имеет отчетливо морское происхождение; он охарактеризован комплексами фораминифер в скважинах Нижнего Приобья и юга Ямала, а также в ряде впадин (скважины 28, 1, 12), примыкающих к педименту Полярного Урала. Низы свиты, представленные «переходной» трансгрессивной пачкой (скважины 61, 28, 20 и др.) содержат бедные ассоциации из 5–7 видов (до 10–200 экземпляров каждого) донных (эльфидииды, кассидулиниды) и плактонных (глобигерины, акаринины) фораминифер. В.И. Гудина [81] и Л. К. Левчук [302] относят их к «тильгимскому комплексу» (ранний плейстоцен), И. Н. Семенов [255] и Л. П. Тверская [301, 302] сопоставляют с «колвинским комплексом» плиоцена.

Вышезалегающие слои по всему разрезу охарактеризованы микрофауной, основу которой составляют доминантные и характерные виды фораминифер «обского комплекса», имеющие много общего с новопортовскими (зона *Miliolinella pyriformis*). **Вместе с тем наблюдаются и некоторые отличия;** среди эльфидиид доминируют *Retroelphidium obesum* G u d. (в низах свиты) и *R. atlanticum* G u d. (в средней и верхней ее частях). Последний вид отмечается совместно с плактонными формами, в том числе впервые

встреченной *Globigerina pachyderma* (Ehrenb.). Здесь единично проявлены также характерные (помимо *R. atlanticum*) для более молодого («салемальского») комплекса В. И. Гудиной виды, такие как *Buccella acutata* Gud., *Miliolinella grandis pumilionis* Gud., *Melonis zaandamae* (Voozth.), *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *P. sphaeroides* (d'Orb.), *Cassandra teretis* (Tappan), *Elphidiella groenlandica* (Cushman).

В некоторых разрезах свиты (скважины 20, 49, 96 и др.) по серии проб можно наблюдать как «типичный обский» комплекс диамиктоновых литофаций «перемежается» (чередуются) по вертикали с «обедненным обским» («тильтинским») или смешанным («салемальско-обским») комплексами из пачек «безвалунных» литофаций. По В. Я. Слободину [254], упомянутые фораминиферы биозоны *Miliolinella pyriformis* характерны для двух уровней: усть-соленинского (колвинского, новопортовского) и нижнесанчуговского (тиутейяхского). Моллюски в тиутейяхской свите редки (скважины 49, 20, 96, 1) и приурочены в основном к алевроглинистым литофациям; вся коллекция насчитывает не более 10 видов (из них в отдельных пробах – до 5). Наиболее часто встречаются арктические и бореально-арктические холодолюбивые формы *Propeamussium groenlandicum* (Sov.), *Leda perhula* (Müll.), *Nucula tenuis* (Mont.), *Yoldiella lenticula* (Müll.); по В. С. Зархидзе [302], подобный комплекс характеризует колвинские и падимейские слои Печорского бассейна. Палиноспектры из нижней части стратона («переходная пачка») отражают ландшафты березовой (с сосной и елью) лесотундры; В. С. Волкова [31, 46] сопоставляет вмещающие отложения с кочковским горизонтом Западной Сибири. Выше по разрезу (до четырех ритмонар) палинокомплексы фиксируют попеременное существование лесостепей и березово-ольховых редколесий с участием широколиственных пород (локально до смешанных лесов). Отметим, что зачастую они трактуются как тундровые и лесотундровые, при этом пыльца широколиственных считается переотложенной. Верхи свиты в разрезе скв. 88 охарактеризованы ТЛ датой 170 + 16 тыс. лет, низы – 246 + 23 тыс. лет [280]; оба значения противоречат геологическим и палеонтологическим данным.

Раннеэоплейстоценовый (по прежней шкале – позднеплиоценовый) возраст таксона определяется, кроме прочего, принадлежностью его к ортозоне Гаусс и низам ортозоны Матуяма палеомагнитной шкалы [46, 359]. Свита формирует нижнюю и частично среднюю части серии морских и ледово-морских отложений максимальной (второй «ямальской») трансгрессии. В то же время отдельные фрагменты ее на Обском Севере рядом исследователей рассматривались в качестве ледниковых образований шайтанского или самаровского горизонтов, реже – относились к низам «салехардской толщи» (салемальской свиты).

Ханты-мужинская толща (mE<sub>2</sub>Ihm) развита в Кожимско-Щучинском, Салехардско-Тазовском и Сосьвинско-Белогорском районах, выделена Ю. П. Черепановым [254] на Мужинском Урале (лист Q-41) по скважинам бурового профиля Мужы–Тильгим; там она согласно, со следами локального площадного размыва залегает на тиутейяхской и карымкарской свитах. На площади листа формирует аккумулятивную часть (верхний

субцикл максимальной трансгрессии) равнины седьмого геоморфологического уровня (абс. отм. 160–280 м, выраженного нижним ярусом педимента. Здесь ханты-мужинская толща вскрыта большим количеством скважин – на участках (ниже 270–280 м над уровнем моря), где денудационная поверхность палеозоя погружается под трансгрессивно налегающие ледниково-морские образования максимальной эоплейстоценовой трансгрессии.

На значительном пространстве толща перекрыта маломощными (до 15 м) отложениями ханмейской морены или синхронного гляциофлювиала. Местами на нее налегают гравийные (с галькой) пески, по-видимому, «смешанного» ледниково-морского генезиса (либо частично перетолженные в результате таяния ледников) – аналоги мужинской (регрессивной) толщи стратотайона; в пределах высоких останцов педимента по периферии окраинных впадин все эти образования не изучены.

На юго-западе территории («Куноватский материк») разрез толщи восстановлен по керну скважин 90, 89, пробуренных на равнине (абс. отм. поверхности 155–210 м). В первой из них вскрыты (абс. отм. 71–140 м) нижняя и средняя части стратона, во второй (абс. отм. 153–126 м) – средняя и частично нижняя. В совокупном разрезе достаточно четко выделяются три пачки.

Нижняя пачка (25,4 м) на «Куноватском материке» представлена светло-серыми и серыми разномощными (преимущественно средне-мелкозернистыми) песками с прослоями алеврито-глинистых разностей; пески содержат гравий и гальку различного петрографического состава, на диамиктоне подстилающей карымкарской толщии залегают без выраженного базального слоя, но с литологически резкой границей. На равнине педимента в большинстве разрезов [282, 294 и др.] наблюдается чередование пластов разномощных, нередко гравийногалечных песков с существенно глинистыми, алевритовыми и суглинисто-супесчаными отложениями, доля которых (по мощности) составляет от 20 до 50% и более. Значительно реже пачка там представлена однородными песками (5–12 м) или гравийно-галечно-валунными образованиями (до 10 м) с поровым песчано-глинистым заполнителем; содержание грубообломочного материала в нижней пачке колеблется от 10 до 60%. В основании ее нередко залегает базальный галечно-валунный горизонт мощностью 1–7 м. Валунны характеризуются средней и хорошей окатанностью и полимиктовым составом (с преобладанием габброамфиболитов, гипербазитов и кварцитопесчаников). В границах педимента подошва пачки фиксируется в диапазоне абс. отм. 107–245 м; мощность ее там не превышает 22 м, в целом на площади листа она может достигать 28 м.

Средняя пачка (5–32 м) сложена глинами, суглинками, глинистыми алевритами с прослоями мелкозернистых и алевритовых песков. На юго-западе площади в ее составе наблюдаются также серые неслоистые алевритовые глины (с незначительной примесью песка и глинистые алевриты (до светло-серых), неотчетливо горизонтальнослоистые с гнездами, линзами мелко- и среднезернистых песков, содержащих вкрапленность вианита. Отмечаются трещины скола и пластические деформации слоев, грубообломочный материал отсутствует. Переход к нижней пачке посте-

пенный, к верхней четкий, по смене литологического состава. В границах педимента установлен наиболее полный (до 30 м) разрез этой пачки [67, 77, 282]; в основании (10–12 м) там залегают серые тонко-ритмично-слоистые ленточные алевроглины, характерные для литоральных (ваттовых) и сезонных образований. Выше они постепенно переходят в параллельно-слоистые серые алевритовые и песчано-алеваитовые комковато-оскольчатые глины и тяжелые суглинки, содержащие незначительное количество (до 5%) грубообломочного, хорошоокатанного материала. На более низких ступенях (160–180 м) равнины средняя часть разреза (14–22 м) сложена монотонными темно-серыми (часто с зеленоватым оттенком) песчанисто-алеваитовыми глинами, плотными, пластичными, с содержанием грубообломочного материала до 15%; здесь нижняя пачка часто отсутствует, замещаясь валунником мощностью до 5 м.

Верхняя пачка (5–25 м) почти повсеместно выполнена супесчано-суглинистыми диамиктонами, обычно структурными («оскольчатými») серыми (нередко с зеленоватым, коричневатым, бурым, желтовато-бурым оттенком) плотными, с различным (15–40%) содержанием грубообломочного материала – гравия, дресвы, гальки, щебня, валунов и глыб. Петрографический состав мегакластов разнообразен и представлен главным образом уральскими породами; лишь на юго-востоке площади в нем доминируют опоки и здесь же отмечена вкрапленность ярко-синего вивианита. Для пачки характерны маломощные прослои и линзы «безвалунных» глин, алевритов, суглинков и песков. На средней пачке она залегают трансгрессивно, нередко имея в основании валунно-галечный горизонт мощностью до 2 м. Мощность ханты-мужинской толщи в целом (равно как ее строение и полнота разреза) контролируется соотношением морфологии современного и погребенного рельефа, в связи с чем колеблется от 5 до 70 м, а возможно, и более.

Палеонтологически на территории она почти не изучена, так как серийное исследование керн не проводилось. В страторайоне подразделение по всему разрезу содержит немногочисленные (до 10 видов в пробе) фораминиферы, представленные в основном планктонными видами *Globigerina conglomerate paula* Gud., *G. bulloides* d'Orb., *Globigerinella involuta* Cushman, *Acarinina compacta* Gud., *A. umbilicata* Gud.; бентосные формы с известковистой раковинной (*Rhabdammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina advena* Cushman и др.) наблюдались редко. В. И. Гудина [80, 81] рассматривает эти ассоциации в составе бореально-арктического «салемаляского комплекса» среднего неоплейстоцена; И. Н. Семёнов [255], проанализировавший всю коллекцию видов, отождествляет ее с микрофауной из колвинско-падимейских слоев плиоцена Печорского бассейна. Идентичные комплексы фораминифер западнее площади (лист Q-41) в ханты-мужинской толще выделены З. И. Холодовой и С. М. Семёновой наряду с радиоляриями и диатомеями Pennales. В ленточно-слоистых глинах средней пачки встречены единичные (1–3) экземпляры морских остракод арктического облика: *Krithe glacialis* и *Cytheropteron arcyatum*. Спорово-пыльцевые спектры из этих разрезов (Гуртовая, 1971) позволяют говорить о последовательной смене ландшафтов от средней тайги (ленточные глины средней пачки) к северной тайге (глины и суглинки средней пачки), лесо-

тундре и тундре (диамиктоны верхней пачки). Стратон формировался в ледниково-морском (нижняя и верхняя пачки) и морском (средняя пачка) бассейнах в завершающую фазу максимальной трансгрессии. Начальный и конечный этапы осадконакопления, возможно, совпадали с одновременным интенсивным развитием на Полярном Урале горно-долинного («сетчатого») оледенения, сопровождавшегося выведением ледников в область педимента и морской акватории. Иначе трудно объяснить механизм транспортировки обильного местного (из внутренней области горного кряжа) грубообломочного (особенно крупновалунного и глыбового) материала и доставки его по мере таяния в бассейн седиментации. Здесь же, по-видимому, зарождались и айсберги, дрейфовавшие наряду с плавающими льдинами в пределах западно-сибирского шельфа. Подобная мысль неоднократно приводилась в трудах Г. И. Лазукова, А. И. Попова, В. А. Зубакова и других исследователей. По положению в сводном разрезе «ямальского комплекса» непосредственно над тиутейхской свитой (ранний эоплейстоцен) ханты-мужинская толща датируется поздним эоплейстоценом (в объеме нижнего его звена) и отвечает основанию кочковской горизонты. Южнее площади листа с ней могут быть сопоставлены вольинская и малососьвинская свиты Северного Зауралья; на юге Западной Сибири наиболее вероятным аналогом толщи представляется кочковская свита Приобского плато и Барабы. Ранее таксон нередко рассматривался в качестве континентальной морены самаровского и тазовского горизонтов или же относился к салехардской свите.

Мужинская толща (amE<sub>2</sub>Imž) развита в Сосьвинско-Белогорском районе, выделена Ю. Ф. Захаровым (1965 г.) в ранге пачки – «пляжевой фации Салехардского моря» на Мужинском Урале. Это регрессивные отложения прибрежно-морского генезиса (аллювиомариний, пляжевые литофации), завершающие седиментацию мегацикла максимальной трансгрессии. Толща является рельефообразующей для водораздельной равнины седьмого геоморфологического яруса (160–280 м), сохранившейся от размыва вдоль горного обрамления Западной Сибири, на Сибирских Увалах, Белогорском и Куноватском «материках». Она стратиграфически последовательно (иногда через пограничную пачку переслаивания), местами с площадным (абразионным), либо локальным эрозионным размывом залегает на ханты-мужинской толще. С поверхности мужинские пески в свою очередь бывают перекрыты маломощными (до 7 м) субаэральными образованиями: озерно-болотными, делювиально-солифлюкационными (на склонах), ледниковыми (на педименте). На северо-западе площади в пределах педимента эти осадки почти повсеместно (за редким исключением) замещены (перекрыты) ханмейскими водно-ледниковыми и моренными отложениями. В разрезах скважин толща (вскрытой мощностью до 13 м) представлена в основном слоистыми мелко- и среднезернистыми песками с незначительной примесью крупнозернистой фракции и небольшим количеством грубообломочного материала палеозойских пород, содержание которого несколько возрастает к верхам разреза; отмечаются прослой (1–3 м) глинистых песков и безвалунных суглинков. В окраске псаммитов преобладают серые и светло-серые тона с желтым или буроватым оттенком. В отдельных слоях породы уплотнены, неравномерно ожелезнены

и сцементированы (гидроокислами железа) до состояния песчаника. На поверхности стратон закартирован в изолированных от основного ареала ее развития и не изученных бурением «останцах» в пределах «окраинных впадин» (Хановейской, Лаборовской, Щучьинской и др.). Ханмейская морена там отсутствует, по-видимому, из-за недосыгаемости этих возвышений (до 200 м и более) для горно-долинных ледников. На юго-западе площади под озерно-болотными образованиями залегают средне- и крупнозернистые преимущественно кварцевые пески серого и коричневатого-серого цвета с включениями (до 30%) гравия и гальки уральских пород, а также опок; в кровле зафиксирован прослой (3,3 м) серых песчаных глин и глинистых песков. Вскрытая мощность толщи там 12,1 м; полная ее мощность в связи с ограниченностью фактического материала не определена, вероятно – не менее 30 м. В регионе она колеблется в диапазоне 5–50 м, на соседних площадях (листы Р-41, Р-42) достигает 40 м и более. Подразделение, нередко содержащее повышенные концентрации циркона, рутила, лейкоксена, граната, оксида титана, может вызвать интерес и в отношении строительных песков (ПГС) для местных нужд. Возраст толщи сейчас определяется поздним эоплейстоценом. По сходству условий залегания, строения и вещественного состава она сопоставляется с «бурмантовскими» песками северо-зауральской серии, «сабунской свитой» северо-востока региона, с водораздельными (160–250 м над уровнем моря) песками кочоской серии Усть-Енисейского района и другими стратонами Западной Сибири. В альтернативной концепции рассматривается как водно-ледниковые образования среднего или верхнего неоплейстоцена.

Тавротинская толща (aE<sub>2</sub>I<sub>tv</sub>) относится к Кожимско-Щучьинскому району; выделена при ГДП-200 [67] (в авторской интерпретации как «тавротинский аллювий») в долине р. Немуреган на Уральском кряже. Вскрыта скважинами в пределах Лаборовской и Хановейской впадин (интервал абс. отм. минус 105–минус 180 м). В разрезе скв. 95 с толщиной отождествлялись залегающие на триасовых образованиях [282] грубозернистые пески с валунами (по другим данным, это эоплейстоценовая няганьская свита Западно-Сибирской СЛ или «карчагинские» слои среднего неоплейстоцена С. А. Архипова, 1977), перекрытые супесями, песками и ленточными глинами с базальным валунным слоем (8 м) в основании. В скв. 28 фиксируются образования, представленные скорее всего «ямальскими» фрагментами ябургской серии (снизу вверх): мыскаменской толщей, тиутейяхской, сорюнтайской и салемальской свитами с характерными деталями строения и литолого-фациального состава каждой. Лишь разрез в долине р. Немуреган претендует на индивидуальность в качестве самостоятельного подразделения по стратиграфическому и гипсометрическому (абс. отм. 215–245 м) уровням, отвечающего нижней и средней пачкам ханты-мужинской толщи. Рассматриваемый стратон залегают на складчатом палеозое и представлен ритмопарой из «тавротинского аллювия» (15–17 м) и ледниково-морских отложений [67] «хановейской толщи» (до 15 м), перекрытой с поверхности полярноуральским гляциофлювиалом или молодым аллювием верхнего неоплейстоцена–голоцена. В составе древнего аллювия преобладают разнозернистые (до гравийных) пески с включениями гальки

и валунов местных пород. Выше с четкой литологической границей, но без видимого перерыва залегают алеврито-песчанистые глины и суглинки с комковато-оскольчатой структурой, включающие мегакласты. Название «хановейская» для этой толщи неприемлемо, так как преокупировано [359] для рельефообразующего литоцикла равнины на регионально распространённом пятом геоморфологическом уровне с абс. выс. 85–110 м. По литологическому составу описываемое подразделение сходно со средней пачкой ханты-мужинской толщи. Вместе с тем, залегая в озеровидных расширениях долин внутри кряжа, она не может рассматриваться иначе как ледниково-озерная по генезису. Мощность тавротинской толщи – 30 м. В палеонтологическом отношении не изучена; возраст ее условно принимается позднеэоплейстоценовым, на уровне низов кочковского горизонта.

Полуйская свита ( $m, amE_2Pps$ ) распространена в Салехардско-Тазовском и Сосьвинско-Белогорском районах; выделена Г. И. Лазуковым и И. В. Рейниным (1960 г.) как нижняя часть ямальской серии (при трехчленном делении последней), «залегающая на дочетвертичных породах». В настоящее время очевидно, что такое толкование разновозрастных низов «ямальского комплекса», подстилаемых доплиоценовыми образованиями, по меньшей мере, устарело. Авторами объяснительной записки к Легенде-200 [359] название «полуйская свита» сохранено для нижней части литоцикла («базальные» аллювиально-морские и частично морские слои), завершающегося «морской» казымской свитой. В осевых частях мелких и прибортовых участках крупных прадолин, прорезающих тиутеяхскую свиту, она опирается на горкинские, большеобские, новопортовские слои, а на выклинивании – в сторону высоких водоразделов – и более древние породы. Полуйская свита с размывом (локально-эрозионным) залегает на тиутеяхской свите и по трансгрессивному контакту, реже с постепенным переходом перекрыта казымской свитой. Подошва стратона на территории листа прослеживается на минусовых отметках – от 30 до 175 м; в северо-западных окраинных впадинах она не опускается ниже минус 110 м, на юго-западе – ниже минус 130 м.

В основании наиболее полных разрезов полуйской свиты залегают пески (5–10 м). В зависимости от состава размываемых подстилающих пород они могут быть алевритовыми, мелко-, средне- и крупнозернистыми, разнотипными, галечно-гравийными. Более грубые литофации наблюдаются там, где свита опирается на палеозойские, триасовые и нижеюрские породы, а также на диамиктоны новопортовской, большеобской или горкинской толщ. В последнем варианте (бассейн Казыма, долина Оби) иногда весь интервал подразделения (между горкинской и казымской свитами) занимает агломератоподобная пачка (до 15 м) глин и суглинков, насыщенных обломками палеогеновых глин, диатомитов, местами крупных отторженцев этих пород при участии мегакластов уральского происхождения. На площади листа эти своеобразные «штрандовые» образования (5–6 м) вскрыты в скважинах 105 и 89, где они залегают над нижней песчаной пачкой (до 5 м). Верхние (наиболее представительные) две трети разреза свиты характеризуются чередованием разнотипных (до гравийных с галькой) песков и слоистых глинистых алевритов (алевроглин) с включениями вивианита, а

также суглинков, несортированных супесей, оскольчатых суглино-супесей (диамиктонов), содержащих грубообломочный «уральский» и местный материал; пласты последних тяготеют к средней части свиты (скважины 65, 17, 16 и др.). В большинстве разрезов она завершается пачкой (до 8 м) разнозернистых, реже мелко- и среднезернистых песков с мегакластами. В прибортовых частях крупных водотоков и в прадолинах мелких рек, а также при выклинивании в сторону междуречий свита почти нацело представлена либо песками, либо только «базальными» слоями (1–12 м) гравийно-галечно-валунного материала с песчаным заполнителем. Мощность стратона на площади листа Q-42 варьирует в диапазоне 5–35 м.

Полуйская свита охарактеризована небогатой фауной арктических и бореально-арктических фораминифер, относящихся к «тильгимскому», «салемальскому» и «смешанному» («обско-салемальскому») комплексам (В. И. Гудина, 1966 г.); последний из них по появлению более «молодых» форм рядом исследователей рассматривается как «салемальский». Палинологический анализ проб из данного таксона (определения Н. А. Добруцкой, В. С. Волковой, Л. П. Гуртовой, Т. А. Шохиной и др.) выявляет спектры смешанного типа с близкими содержаниями (в общем составе) пыльцы древесных, травянистых и кустарниковых растений. В основном они носят лесной характер, отражая ландшафты березовых лесов с лиственницей на севере площади, с кедром – на юге. По формационным признакам, вещественному составу и строению разреза полуйская свита обнаруживает большое сходство с нижней пачкой ханты-мужинской толщи на «Мужинском Урале». Оба подразделения отражают «внутриформационную» регрессивно-трансгрессивную фазу в развитии максимальной трансгрессии и являются «базальными слоями» субциклов последней: в первом случае залегающими над палеодолинами, во втором – над палеоводоразделами раннего эоплейстоцена. Они представлены морскими и прибрежно-морскими литофациями (местами с участием русловых образований), имеют идентичную палеонтологическую характеристику. Вместе с тем, реальные площадные соотношения ханты-мужинского и полуйско-казымского (сорюнто-салемальского) субциклов достоверно не выяснены. На этом основании авторами сохранен порядок расположения стратонов, принятый в серийной легенде. Следует отметить, что на ГК-1000/3 листа Р-41 [228] описываемые образования включены в состав казымской свиты, большая нижняя часть которой (материалы И. И. Смирнова) отвечает ортозоне Матуяма. По этой причине, а также по положению в сводном разрезе полуйская свита определяется как верхнеэоплейстоценовая (предположительно отвечающая середине кочковского горизонта).

Сорюнтская свита ( $amE_2IIsr$ ) развита в Ямало-Гыданском и Салехардско-Тазовском районах; выделена П. П. Генераловым [46, 359] со стратотипом в скв. 1 (оз. Сорюнто вблизи пос. Мыс Каменный). Она по контакту размыва залегаєт на тиутейхской свите и повсеместно без существенного перерыва трансгрессивно перекрывается салемальской свитой; представлена аллювиально-морскими (эстуарными, частично дельтовыми), преимущественно алеврито-песчаными отложениями. На площади листа выполняет переуглубленные погребенные прадолины, выработанные

в тиутейхской свите со значительным размывом (юг Ямала, бассейны низовий Полуя, Надыма и Юрибея, окраинные впадины на северо-западе); «сорютойская» генерация крупных долин и эстуариев наследует «мыскаменскую». Абсолютные отметки подошвы опускаются до минус 220 м, кровли – до минус 120 м. По латерали и в проксимальном направлении происходит фаціальное замещение сорютойских отложений полуйскими. В большинстве разрезов свиты наблюдается неравномерное чередование алевритовых и песчаных слоев. Среди алевритов преобладают «мучнистые» светло-серые тонкослоистые; присутствуют песчаные или слабглинистые разности, встречаются прослой серых алевритовых или алевритистых глин и коричневатого-серых алевросупесей, обогащенных тонкими слоями аллохтонного торфа и фитодетрита. Существенно глинистый разрез стратона представлен монотонными слоистыми алевроглинами мощностью 53 м с базальной песчаной пачкой (14 м) в основании; он зафиксирован в скв. 97. Пески преимущественно алевритовые и мелкозернистые (хорошо сортированные), редко глинистые. Над нижним контактом местами наблюдается пачка (до 15 м), где среди мелкозернистых песков наблюдаются прослой средне- и крупнозернистых разностей с включениями гравия и гальки; иногда весь (сокращенный) разрез свиты представлен монотонными песками (12–15 м). Максимальная мощность стратона на территории достигает 70 м.

Сорютойская свита фаунистически охарактеризована в скважинах 20, 96, 28; там обнаружены бореально-арктические фораминиферы «салемаляского комплекса» [80, 301, 302], в котором наряду с нормально развитыми тепловодными формами присутствуют ювенильные и недоразвитые, свидетельствующие о пониженной солености бассейна, глубина его порядка 50–100 м, и повышенной скорости осадконакопления. Палиноспектры отражают обстановку относительно теплого климата при доминировании на суше лесов с господством березы при участии сосны, пихты, ели, ольхи. В основании свиты спектры более «холодные», с массой переотложенных микрофоссилий, отсутствием в составе древесных пыльцы ели и пихты, примесью пыльцы лиственницы. В страторайоне [46] по всему разрезу М. А. Курочкиной выявлен комплекс (51 таксон инситных форм) однотипных диатомовых со *Stephanodiscus austrae* (Eh z.), что позволило ей отнести вмещающие осадки к интервалу от верхов плиоцена до низов плейстоцена. В РСС-1990 нижняя часть свиты («озерно-ледниковые алевриты») помещена в верхи плиоцена, верхняя – в низы плейстоцена (все таксоны общей шкалы – в старом понимании). С. А. Писаревский [46, 359], изучавший пробы из нижней части разреза, коррелирует ее с ортозоной Матуяма. С учетом последних решений МСК, в записке принят позднеоплейстоценовый возраст подразделения – на стратиграфическом уровне полуйской свиты.

Казымская свита (I, amE<sub>2</sub>III<sub>kz</sub>) распространена в Салехардско-Тазовском и Сосьвинско-Белогорском районах; выделена Г. И. Лазуковым и И. В. Рейниным (1960 г.) по скважинам Казымского профиля (р. Казым, правый приток Оби). Слагающие ее образования диагностированы как лиманные, эстуарные и прибрежно-морские. На площади листа она вскрыта

многочисленными скважинами Полу́йского, Тано́пчинского, Ярсалинского, Обского профилей и на Салехардских створах, а также картировочным бурением в Лаборовской, Хановейской, Надеяхинской окраинных впадинах и на юго-западе трапеции. Подразделение почти повсеместно стратиграфически согласно, местами трансгрессивно залегает на полу́йской свите и по эрозионному (иногда абразионному) контакту перекрыто няганской свитой, завершающей разрез шурышкарской и ябургской серий в переуглублениях. Стратон приурочен к погребенным «полу́йским» палеодолинам мелких водотоков и прибортовым частям прадолин крупных рек. Подошва находится на глубинах до 120 м ниже уровня моря; кровля всюду размыта и в основном располагается на минусовых абсолютных отметках, за исключением участков, где свита выклинивается в сторону высоких водоразделов. Там местами кровля фиксируется на высотах до 25 м, а весь разрез этого таксона при ГГС-50 [282] отнесен к «салехардской толще».

Казымская свита – один из наиболее детально изученных стратонов новейшего осадочного комплекса сибирской Субарктики – как в литолого-фациальном, так и палеонтологическом отношении; ее строение и состав выдержаны на больших расстояниях и легко распознаваемы. В полных разрезах свита представлена тремя пачками.

Нижняя пачка (5–15 м) сложена диамиктонами – плотными несортированными алеврито-песчаными глинами (суглино-супесями) с комковато-оскальчатой структурой, включениями гравия и гальки полимиктового состава. Содержание грубообломочного материала изменчиво (10–40%), с общей тенденцией увеличения к горному обрамлению платформы за счет примеси крупных галек и валунов. В некоторых интервалах фиксируются «слоистые диамиктоны» – дробное (5–40 см) переслаивание этих пород с песками, алевритами, алевроглинами. В случаях, когда свита залегает на дополу́йских (разновозрастных) образованиях, всегда присутствует базальный слой гравийных песков с галькой и валунами (1–3 м) или вавлунных галечников (до 2 м).

Средняя пачка выполнена глинами и алевритами; в ее низах преобладают серые и зеленовато-серые слоистые алевроглины, переслаивающиеся с глинистыми алевритами; слоистость в породах тонкая отчетливо субгоризонтальная. В верхней части доминируют глинистые алевриты с нечеткой субпараллельной текстурой, вмещающие прослои алевритовых глин. В мелких прадолинах переход между низами и верхами пачки постепенный; в прибортовых зонах крупных долин пласт песка (3–5 м) разделяет их на две выдержанные части с разным соотношением глин и алевритов. По всему разрезу средней пачки отмечаются растительные остатки (иногда образующие послойные скопления), часто встречаются стяжения землистого вивианита, изредка – включения гравийных зерен и мелкой гальки, содержание которых возрастает вверх. Переход к нижней и верхней пачкам обычно постепенный (через переслаивание), реже литологически отчетливый. При полной редукции нижней пачки (скв. 89) средняя содержит в основании маломощный (0,3 м) пласт диамиктонов. Вскрытая мощность средней пачки, как правило, не выходит из диапазона 14–45 м (скважины 55, 98, 45, 15 и др.), максимально достигая 64 м (Хановейская впадина).

Верхняя пачка (до 34 м) представлена снизу алевроглинами и супесями (часто комковато-оскольчатými) со слабой сортировкой материала, неотчетливыми признаками параллельной текстуры, небольшим количеством рассеянных гравия и гальки. Выше они постепенно замещаются «оскольчатými» суглинистыми диамиктонами с повышенным содержанием грубообломочного материала (в том числе валунов). В большинстве скважин верхняя пачка из-за размыва отсутствует. Общая мощность казымской свиты на территории листа – до 80 м.

Стратон охарактеризован фауной фораминифер, моллюсков, остракод, комплексами спор и пыльцы. Весь его разрез содержит как планктонные, так и бентосные (с известковистой, реже агглютинированной раковинной – скважины 30, 15, 50, 2 и др.) фораминиферы «салемальского комплекса» с руководящими видами *Retroelphidium (Elphidium) atlanticum*, *Buccella acutata*, *Miliolinella grandis pumilionis*, *Melonis zaandamae* и др. В целом они бореально-арктические, хотя присутствуют (иногда до половины) и арктобореальные виды. Многие виды, доминирующие в «обском комплексе», здесь иногда встречаются лишь в единичных экземплярах, хотя в нижней пачке местами устанавливается «обедненный обский» комплекс (близкий по составу к «тильгитскому»), комплекс, не содержащий характерных «салемальских» видов. Моллюски представлены (скважины 30, 50 и др.) также арктическими и бореально-арктическими формами в ассоциации с *Proeamussium groenlandicum* (до 7–9 подвидов), знаковым для северного плиоцена и эоплейстоцена. Остракоды арктического облика характерны для всей нижнеямальской субсерии, содержат формы лон *Krithe glacialis*, *Cytheruga concentrica* и др. (скважины 99, 30 и др.); количество видов не превышает 5 (редко 10) в пробе, в общей коллекции максимально достигая 20.

Южнее (бассейн р. Казым) Н. В. Рубиной и З. В. Алешинской [75, 77] в свите выделен богатый комплекс диатомей (82 вида с представителями родов *Cyclotella*, *Caloneis*, *Rhopalodia*), указывающий дельтово-эстуарные условия седиментации. На площади листа чисто пресноводных (континентально-озерных) литофаций не выявлено. Казымская свита накапливалась здесь в крупных морских заливах (нередко «отшнурованных»), лагунах и эстуариях, иногда слегка опресненных, временами с ледовым режимом. Палинологические спектры [110, 150] характеризуют ландшафты таежных, преимущественно березовых лесов с участием ольхи, пихты, сосны, кедра, а также (верхняя пачка) лиственницы; уже в верхах средней пачки существенно возрастает содержание пыльцы хвойных деревьев. В целом это указывает на климат, более благоприятный, чем современный. По положению в сводном разрезе позднего кайнозоя и принадлежности к ортозоне Матуяма время накопления свиты определяется как среднекочковское. В максимальных переуглублениях стратон фациально замещается синхронной салемальской свитой.

Салемальская свита (am, IЕ<sub>2</sub>IIsl) установлена в Ямало-Гыданском, Салехардско-Тазовском и (локально) Сосьвинско-Белогорском районах; выделена В. К. Хлебниковым (1957 г.) по скважинам Ярсалинского профиля, пробуренным у мыса Салемал (устье р. Обь). Согласно серийной легенде,

стратотипический интервал (150 м) разреза, опирающегося на тиутейяхскую свиту («самаровскую морену»), включает последовательно залегающие сорюнтуйскую, собственно салемальскую, няганьскую и марресальскую свиты. Ранее первые три рассматривались нами (Ю. П. Черепанов, 1982) в составе верхней части «ярсалинской толщи» – серии стратономегацикла «второй ямальской» (максимальной) трансгрессии, начинающейся с мыскаменского аллювиомариния. В формационном аспекте перечисленные подразделения составляют его второй снизу (после мыскаменско-тиутейяхского) сублитоцикл.

Салемальская свита широко распространена к северу от широты Салехардских Увалов, особенно на юге Ямала, где сплошным плащом перекрывает прадолины и прамеждуречья предшествующей генерации гидросети. Здесь она трансгрессивно залегает на сорюнтуйской или (местами, в разрезах «переходного» типа) полуйской свитах; вскрыта скважинами Ярсалинского и Щучинского профилей. К югу от Салехардских Увалов (междуречья Надымской Оби и Юрибея) «салемальский» тип разреза выявляется (по керну и каротажу – скважины 49, 97) над приосевыми фрагментами прадолин Полуя, Надыма и Юрибея. Аналогичные условия залегания стратона установлены в окраинных впадинах на северо-западе площади листа. Подошва его располагается на абс. отм. минус 70–минус 135 м; кровля всюду размыта, прослеживается ниже уровня моря, за исключением отдельных участков вблизи горного обрамления и, возможно, на северо-востоке площади, где залегает на положительных высотах (до 15 м). Подразделение с размывом перекрыто няганьской свитой или (стратиграфически несогласно) неоплейстоценовыми образованиями.

В большинстве своем салемальская свита характеризуется однотипным строением и заметным сходством с казымскими отложениями. В наиболее полных разрезах насчитывается до четырех литопачек, но обычно, вследствие глубокого размыва кровли их 2–3, как это и показано на разрезе к карте. Внизу повсеместно находится пласт преимущественно суглинистых диамиктонов переменной мощности (до 35 м и, возможно, более). Нередко он выдержан по составу, местами диамиктоны переслаиваются с алевроглинами, супесями, реже песками. Породы нижней пачки отличаются от сходных казымских образований несколько меньшим содержанием средней и крупной фракций песка, большим – глинистой фракции. В самом основании, как правило, вскрывается слой (0,1–7 м) гравийно-галечных песков (с редкими включениями мелких валунов), указывающий на предшествующий площадной размыв. Выше без признаков перерыва залегает существенно тонкозернистая пачка мощностью до 100 м. Преобладают слоистые (до ленточных) глины, алевролиты (нередко глинистые) и алевропелиты с прослоями пылеватых легких суглинков, супесей, алевролитовых и мелкозернистых песков. В верхней половине пачки с глинами ассоциируют прослой (до 3 м) слабо сортированных легких суглино-супесей или диамиктонов с включениями гравийных обломков (в том числе опок) и редкой гальки. В основании этого интервала местами наблюдается горизонт гравийных разнозернистых песков, отчетливо разделяющий свиту на две части. В полных разрезах без выраженного перерыва, но с литологически

четким контактом алевроито-глинистая пачка сменяется пачкой (до 30 м) палево-серых слоистых алевропесчаных диамиктонов с рассеянными включениями гравия, гальки, редко мелких валунов и тонкими пропластками алевроитовых и мелкозернистых песков. В направлении к Уралу су-песи постепенно замещаются неслоистыми суглинистыми «оскольчатými» диамиктонами с возрастающим (до 30%) содержанием грубообломочного материала. Мощность салемальской свиты достигает 150 м.

Весь разрез (скважины 96, 16, 20, 61, 49 и др.) охарактеризован фауной фораминифер [12, 81, 110, 150, 359]; в диамиктонах нижней пачки они обнаруживаются постоянно с доминированием хрупких агглютинированных форм. По палеозоогеографической классификации, присутствуют арктические, бореальные и аркто-бореальные виды; первые наиболее представительны, хотя две другие группы также многочисленны. Основу комплексов составляют те из фораминифер, что широко распространены в «обских слоях» В. И. Гудиной [80, 81]; в небольших количествах встречаются показательные виды «салемальского» комплекса *Retroelphidium atlanticum*, *Buccella akutata*, *Elfidiella groenlandica* и др. Средняя и верхняя части свиты охарактеризованы бореально-арктической (с интервалами аркто-бореальной) относительно тепловодной «салемальской». Аркто-бореальные формы, по мнению Л. К. Левчук [301, 302], отвечают условиям обитания в верхней сублиторали с несколько пониженной соленостью и положительной (хотя и низкой) температурой воды. Однако и здесь в отдельных интервалах, включая верхнюю пачку диамиктонов, присутствуют характерные виды зоны *Miliolinella pyriformis*: *Retroelphidium obesum*, *Miliolinella subrotunda*, *Pyrgo williamsoni* и др. Среди определенных моллюсков [46, 302, 359 и др.] в нижней диамиктоновой пачке встречаются *Macoma calcarrea* (Gmel.), *Nucula pernula* (Müll.), *Propeamissium groenlandicum* (Sow) и др.; из алевроито-глинистой части известны *Portlandia arctica* (Grau.), *Astarte elliptica* (Brown), *Nucula tenuis* (Mont.), *N. pernula* (Müll.), *Polynices pallidus* (Brod. et Sov.) и др. (до 16 форм). По заключению В. С. Зархидзе, такой комплекс характерен для гелазия Тимано-Уральской области; среда обитания – морской бассейн с глубинами свыше 70 м, свойственными средней–верхней сублиторали.

Споры и пыльца из салемальской свиты изучались многими палинологами (В. А. Бахарева, В. С. Волкова, М. Р. Вотях, Е. Е. Гуртовая, А. Г. Деревянко, Т. П. Левина, И. В. Николаева, А. Ф. Фрадкина и др.), придерживающимися различных методических подходов и палеогеографических воззрений. Отсюда вытекают весьма неоднозначные трактовки палиноспектров в одних и тех же слоях. Так, растительные остатки из нижней (диамиктоновой) пачки, по А. Г. Деревянко, отражают ландшафты хвойно-мелколиственных лесов, по В. С. Волковой – тундру и березово-ольховниковую лесотундру, по М. Р. Вотях – сосново-березовые редколесья и т. д. В алевроито-глинистой пачке спектры свидетельствуют либо о нечетком чередовании тундровых и северотаежных ландшафтов при увлажненном климате, либо о существовании сосново-березовых редколесий (лесотундры) с обширными участками ерниковой тундры. Ландшафты, сопутствующие формированию «верхних частей диамиктонов», трактуются

как южная лесотундра на границе с северной тайгой или как область разреженных, сильно заболоченных сосново-березовых лесов. Вместе с тем, все палинологи единодушны в оценке климата, который был «благоприятнее» или «несколько благоприятнее» (теплее) современного. Возраст вмещающих осадков различными исследователями оценивается в диапазоне эоплейстоцен–средний неоплейстоцен. В составе диатомовых присутствуют [359] бедные (до восьми форм) ассоциации с *Aulacosira granulate* (Ehr.), *A. italica* (Ehr.), *Caloneis silicula* (Ehr.) и др. Описываемый стратон ранее рассматривался как казымская или салемальская (салехардская) свиты и относился к среднему или нижнему плейстоцену. Эоплейстоценовый возраст определяется [46, 359] принадлежностью верхней пачки свиты к ортозоне Матуяма.

Няганьская свита (am, aE<sub>2</sub>Ing) на территории распространена широко (за исключением Кожимско-Щучьинского и Увалосибирского районов); выделена П. П. Генераловым (1998 г.) по серии скважин, пробуренных в долине р. Нягань (левый приток Оби). Она залегает стратиграфически выше казымской или салемальской свит, перекрывается талагайкинской или марресальской свитами; от подстилающих и вышележащих разновозрастных отложений повсеместно отделена поверхностями размыва, местами резкого и глубокого. Подошва стратона на площади листа располагается на абс. отм. от 0 до 120 м; кровля обычно находится ниже уровня моря, но местами (на выклиниваниях в сторону высоких междуречий) поднимается выше последнего до 30 м. Няганьская свита вскрыта большим числом скважин на всех структурно-поисковых профилях, в районе Салехардских створов, а также одиночными колонковыми скважинами на юго-западе листа и в пределах окраинных впадин северо-запада. Она завершает казымско-салемальский литоцикл («субцикл» максимальной трансгрессии) и формирует осадочный ритм, состоящий из двух пачек.

Нижняя пачка (5–50 м) представлена в основном речными осадками, а ближе к кровле аллювиально-морскими (эстуарными) или прибрежно-морскими образованиями. Преобладают серые, светло-серые мелко- и среднезернистые, местами разномзернистые (в отдельных интервалах гравийные с галькой) пески; в верхней половине среди них встречаются частые тонкие прослой и линзы глинистых песков, супесей, суглинков с лигнитизированными и обугленными обломками древесины, рассеянными растительными остатками. В основании пачки нередко присутствует базальный слой (до 3 м) разномзернистых песков с большим содержанием гравия, гальки, присутствием валунов.

Верхняя пачка (до 65 м) сложена большей частью серыми и буровато-серыми неслоистыми несортированными глинисто-суглинистыми диамиктонами с «оскольчатой» структурой. Изредка среди них фиксируются прослой (до 3 м), линзы и гнезда песков, иногда – пачки (до 6 м) тонкого переслаивания диамиктонов, серых супесей и почти черных ленточных глин с жирным блеском. Содержание псефитовых обломков в диамиктонах колеблется от 5 до 30%; они представлены в основном уральскими метаморфическими и изверженными породами. Контакт с нижней пачкой четкий, с признаками трансгрессивного налегания; иногда он проявлен слоем

валунно-галечных гравийников с разнoзернистым песчаным заполнителем. Нередко при отсутствии нижней пачки верхняя часть свиты трансгрессивно (с базальным пластом гравийно-галечных валунников) залегает непосредственно на казымской или салемальской свитах. Мощность няганьской «ритмопары» достигает 100 м.

Свита содержит маловыразительные (для оценки возраста) инситные комплексы фораминифер и раковины двустворок; за пределами территории (лист Р-41) в ее нижней пачке выявлена эоплейстоцен-среднеплейстоценовая флора (комплекс семян и плодов) с *Azolla interglacialica* Nikit. и *Selaginella seladinoides* Link [75]. В морских песках нижней пачки С. А. Архиповым (1977 г.) обнаружены мелкие угнетенные фораминиферы *Retroelphidium atlanticum*, *Criboelphidium granatum*, *Alabaminoides mitis*, *Cassidulina subacuta*, *Islandiella islandica* (N o r v a n g), *Stainforthia loeblichii* (F e y l i n g—H a n s s e n), *Cassandra* sp. и др., характерные (по В. И. Гудиной [9, 81]) для «салемальских» ассоциаций. С. А. Архипов считал эту фауну переотложенной. Доминанту комплекса составляют формы, «проходящие» (за исключением первой из названных) по всей ямбургской серии, начиная с новопортовской толщи. Отрицание инситности няганьской ассоциации может наводить на мысль, что и «салемальский комплекс» в своей основе «переотложен» из «обского». Однако, на наш взгляд, недоразвитость и угнетенный облик микрофауны, напротив, указывают или на постепенное (эволюционное) ее «вымирание», или на неблагоприятную фациально-экологическую обстановку места обитания (в данном случае это прибрежно-морские пески). Аналогичные небогатые в видовом отношении комплексы фораминифер с более или менее нормальными раковинами усановлены в диамиктонах верхней пачки няганьской свиты («салехардская толща») по разрезам скважин Ярсалинского и Полуйского профилей, а также в Лаборовской и Надежнинской впадинах [301, 302]. Если не учитывать присутствие характерных «салемальских» форм (1–3), то эти ассоциации можно сопоставлять с «тильгимским» или «обедненным обским» комплексами. Вся коллекция насчитывает не более 20 видов, встречающихся при опробовании в малом количестве (до 5, редко – до 10) экземпляров. По С. А. Архипову [9], няганьская свита – это «карчагинский аллювий» и «тазовская морена»; В. А. Зубаков [110] выделил последнюю как «ангальские ледниковые слои» заключительной стадии салехардского оледенения. В бассейне Нижнего Иртыша с няганьской свитой коррелируется, по-видимому, яглинская толща эоплейстоцена, на юге региона – одновозрастная абаульская толща. По положению в сводном разрезе между салемальской и талагайкинской (нижний неоплейстоцен) свитами рассматриваемый таксон датируется поздним эоплейстоценом, отвечая верхам кочковского горизонта (что зафиксировано в серийной легенде).

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Талагайкинская свита (aItl) выделена Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским (1974 г.) в обнажении Семейкинского Яра (правый берег Иртыша) и разрезе пробуренной на пляже картировочной скважи-

ны, первоначально как стратоген («талагайкинский аллювий»). На площади листа Q-42 она развита в Сосьвинско-Белогорском и Увалосибирском районах, вскрыта на правобережье Оби. С глубоким размывом залегает на няганьской свите верхнего эоплейстоцена и перекрыта семейкинской свитой (по четкому ровному контакту, иногда трансгрессивно) или (стратиграфически несогласно) более молодыми осадками. Подошва аллювия прослеживается здесь на абс. отм. от +12 до -51 м.

Свита представлена констративно наслоенными светло-серыми, желтовато-белыми мелко- и среднезернистыми (реже алевроитовыми) песками с диагональной, косой линзовой (внизу), субпараллельной (вверху) слоистостью; в разных частях разреза (в том числе в верхах – скв. 89) местами присутствуют линзовидные скопления гравия и гальки с примесью мелких валунов. В основании нередко наблюдается «грубообломочный» слой (0,5–2 м) с участием окатанных фрагментов местных подстилающих пород. В песках встречаются маломощные протяженные линзы алевроитов, алевроглин, иловатых суглинков и супесей серого цвета (с зеленоватым, синеватым, буроватым оттенком), включающих слойки и гнезда растительной трухи, фитодетрита, окатанных и неокатанных древесных остатков различной степени фоссилизации. Максимальная вскрытая мощность талагайкинской свиты составляет 25 м, но, вероятно, она может достигать (в пределах пойм) значительно больших величин. На территории листа стратон палеонтологически не охарактеризован. Южнее в нем выделены моллюски и ostracods, богатые комплексы диатомей (Ю. П. Черепанов, Н. В. Рубина, 1979 г.) с *Melosira italica* и *M. granulata*, а также спорово-пыльцевые спектры [9, 359 и др.], свидетельствующие об умеренно холодном климате, и «миндель-рисская» флора «диагональных песков» и «сизых суглинков» (с *Arolla interglacialica* Nikit.), подкрепляющая палинологические данные [9, 110, 150, 359]. За пределами площади термолюминисцентное датирование (С. А. Архипов, 1978 г.) талагайкинской свиты определяет время ее накопления диапазоном от  $660 \pm 180$  тыс. лет до  $1250 \pm 250$  (300) тыс. лет; В. А. Зубаков приводит ТЛ-дату в 1,5 млн лет (пос. Семейка на Иртыше). По положению в сводном разрезе новейшего осадочного комплекса субарктической области Западной Сибири и наличию «классической» ископаемой флоры она уверенно коррелируется с нижней аллювиальной пачкой марресальской свиты; объем стратона отвечает одноименному горизонту (начало раннего неоплейстоцена).

Семейкинская свита (IIsk) выделена В. С. Волковой (1970 г.) в обнажении Семейкинского яра (правый берег Иртыша). На площади листа она локализована в Сосьвинско-Белогорском и Увалосибирском районах; согласно, с четким контактом (местами трансгрессивно, со следами неглубокого площадного размыва) залегает на талагайкинском аллювии и также стратиграфически согласно (иногда с пограничной «переходной» пачкой) подстилает халапантскую свиту. Отдельные фрагменты ее частей вскрыты немногочисленными скважинами 89, 104, 107; полного разреза на территории нет, в связи с чем дополнительно использована информация по обнажениям правого берега Оби (западнее рамки трапеции) от пос. Перегребное до пос. Горки [40, 413]. В целом свита представлена тонкозернистыми

терригенными осадками. В основании (скв. 89) залегает пачка светло-серых «мучнистых» алевритов (4–12 м), иногда слабодиадомовых, хорошо отсортированных, с параллельной тонкой (до «нитевидной») слоистостью, часто подчеркиваемой слойками, обогащенными темно-коричневым фитодетритом и вкрапленностью вивианта; отмечаются мелкие чешуйки слюды. В низах пачки алевриты переслаиваются с глинистыми алевросупесями; в обнажениях здесь наблюдаются характерные «рулетовидные» структуры, вдоль подошвы отмечаются гравий, галька, редко мелкие валуны. Выше залегает пачка (5–7 м) тонкого переслаивания алевритистых глин, алевритов и мелкозернистых песков, завершающаяся слоем (1–5 м) буровато-серых плотных «мелкооскольчатых» супесей. На ней (с постепенным переходом) расположен пласт (1–10 м) темно-зеленовато-серых диамиктоноподобных тяжелых однородных с включениями (до 2%) гравия и гальки различного состава и разной степени окатанности. Верхняя часть свиты (а иногда и почти весь ее разрез) выполнена преимущественно ленточными тонкоплитчатыми алевроглинами (2–18 м). Они содержат тонкие (0,5–1 м) прослойки песков, суглинков, алевросупесей, линзы диамиктонов, редко – рассеянные гравий и мелкую гальку. Выходы пород располагаются в интервале абс. отм. от 10 м (поселки Горки, Шизимгорт) до 46 м (пос. Перегребное). В отдельных обнажениях они несогласно и трансгрессивно, слоем (до 3 м) гравийно-галечных валунников в основании, перекрывают диамиктоны шурышкарской серии. Ленточные глины с постепенным переходом наращиваются вверх серыми плотными слабожирными «мелкооскольчатыми» глинами (до 10 м), содержащими рассеянные включения гравия и мелкой гальки; прикровельная часть свиты завершается пластом (1,5–2 м) суглинистых диамиктонов (скв. 104). Мощность семейкинской свиты, «восстановленная» по сопоставлению разрезов с исключением «перекрытых» фрагментов, не превышает 35 м.

На площади листа стратон не имеет палеонтологического обоснования. В более южных частях Сосьвинско-Белогорского района он охарактеризован комплексами спор и пыльцы [77]: нижняя часть разреза накапливалась в условиях, благоприятных для таежной растительности при довольно умеренном климате; средней части отвечают в основном «безлесные» ландшафты (либо тундра, либо область «засоленных» грунтов), верхней – вновь лесные. В бассейне Нижнего Иртыша в семейкинских глинах выделена ассоциация остракод (Крапивин, 1969 г.) с *Limnocythere scharapovae* S c h w., при участии солоновато-водных форм, а также богатый («кошелевский») комплекс диатомей (Ю. П. Черепанов, Н. В. Рубина, 1986 г.). Свита имеет положительную намагниченность (ортозона Брюнес); радиоизотопные определения ограничиваются ТЛ-датами в диапазоне  $380 \pm 65$ – $600 \pm 70$  тыс. лет (С. А. Архипов, 1986 г.). Возраст таксона принят раннеэоценовым, отвечающим началу шайтанского времени. По условиям залегания, строению и вещественному составу семейкинская свита обнаруживает большое сходство со средней пачкой марресальского литоцикла, но накапливалась, по-видимому, в более опресненном бассейне лиманно-эстуарного типа.

Халапантская свита (1, *ahl*) выделена П. П. Генераловым и Ю. П. Черепановым [40, 48] в обнажениях по правому берегу Оби (напротив юрт Хала-Панты); на территории развита только в Увалосибирском районе. Она формирует «ритмопару», завершающую литоцикл эоплейстоцен-раннеэоценовой трансгрессии в пределах Сибирской Субарктики; вместе с перекрывающими регрессивными песками составляет здесь аккумулятивную часть регионально развитой равнины шестого геоморфологического уровня (120–150 м над уровнем моря). На площади листа картировочным бурением свита не изучена и характеризуется с использованием фактического материала по смежной трапеции Р-42 [77]. Наиболее полные разрезы свиты подразделяются на две части.

Нижняя пачка (8–12 м) согласно, местами с неглубоким размывом, залегает на семейкинской свите. Она представлена однородными светло-серыми параллельно-слоистыми мелко- и среднезернистыми песками, участками переслаивающимися с серыми алевросупесями. В разрезах между речий пачка является базальной для вышележащих глинисто-суглинистых отложений и трансгрессивно (часто с эрозионным контактом) перекрывает различные более древние стратоны. В ее основании фиксируются серии «аллювиальных» слоев (по 0,3–0,5 м) с единичными окатанными псефитами или их скоплениями, а мощность пачки за счет речных образований возрастает до 20 м и более. Подошва ее нигде (за исключением береговых обрывов, где эти осадки дислоцированы) не опускается ниже 50 м над уровнем моря.

Верхняя пачка (до 70 м) сложена в основном «структурными» глинами и суглинками. Состав и облик этих отложений, их соотношение в разрезе и по латерали несколько меняются, сохраняя при этом большинство общих признаков. Глины песчаные или алевритистые, жирные на ощупь, с «мелкооскольчатой» структурой, коричневато-темно-серые (до пепельно-светло-серых) в сухом виде. Они содержат редкие включения гравия и гальки, иногда валунов, а также диагенетические гидроокисно-железистые конкреции размером до 10 см; по трещинам отдельности наблюдаются черные марганцовистые пленки и корочки. Суглинки серые (иногда с оливковым оттенком) однородные тяжелые «мелкооскольчатые», вмещают редкие пропластки песков с гравием, галькой, единичными валунами; местами фиксируются интервалы (3–5 м) переслаивания супесей, песков и алевритовых глин. В некоторых разрезах на контакте глин и суглинков (по наслоению) встречаются крупные плитчато-овоидные конкреции сидерита (до 15 см толщиной и до 1 м в поперечнике). На участках, где пачка насыщена переотложенным материалом палеоценовых глин, ее породы имеют почти черный цвет, включают обильные конкреции в форме «роз» из таблитчатых и призматических кристаллов гипса. Максимальная общая мощность халапантской свиты составляет 75 м.

Палеонтологическая характеристика свиты ограничивается сведениями [77] о наличии во вмещающих осадках комплексов семян и плодов, спор и пыльцы. Видовой состав карпоидов в нижней пачке выражается одновременной встречаемостью как холодолюбивых, так и термофильных растений, а также присутствием руководящих форм «классической» «флоры

диагональных песков» и «сизых суглинков». В палиноспектрах по всему разрезу доминирует пыльца древесных (41–65%); травянистые составляют 20–53%, споровые представлены мхами (до 80% в группе) и папоротниками (до 25%); крайне редко отмечаются споры диатомей *Pemales*. В составе древесных преобладает пыльца березы (до 24–33%), значительно и содержание пыльцы ольхи (до 20%), встречается пыльца кустарниковых форм березы. Концентрации пыльцы хвойных не превышает 15% (кедр, сосна). Возраст халапантской свиты датируется второй половиной раннего неоплейстоцена; по объему она отвечает средней части шайтанского горизонта. Стратон коррелируется с пельтыпской свитой Обь-Кондинского междуречья, смировской свитой Обь-Иртышского и Тобол-Иртышского междуречий. В целом талагайкинско-семейкинско-халапантский литоцикл в составе «усть-иртышского комплекса» занимает такое же место, как и марресальский литоцикл в сводном разрезе «ямальского комплекса».

Марресальская свита (*m, amlmr*) распространена в Ямало-Гыданском и Салехардско-Тазовском районах; выделена В. А. Зубаковым [110] в береговых обрывах п-ова Ямал (вблизи ст. Марресале), где представлена небольшими по мощности фрагментами своей нижней части. Она формирует крупный литоцикл первой неоплейстоценовой трансгрессии, рельефообразующий для равнины шестого геоморфологического уровня с абс. отм. 120–150 м. Наиболее полные разрезы сохранились от размыва на междуречьях приуральной части площади и в отдельных останцах (абсолютные отметки – свыше 110 м) на востоке Салехардских Увалов. Стратон с глубоким размывом залегает на няганьской свите и более древних (вплоть до палеозойских) образованиях, подстилает (с эрозийным контактом) хановейскую толщу среднего неоплейстоцена, а также комплекс молодых террас; на высоких водоразделах перекрыт рельефообразующими регрессивными песками нижне-неоплейстоценовой халасинской толщи. В составе свиты выделяются три литопачки.

Нижняя пачка (до 65 м) выполняет ложбины погребенного рельефа, в осевых частях переходящие в глубокие узкие эрозийные врезы (скважины 21, 30 и др.). Сложена серыми (иногда с желтым и бурым оттенком) мелко-среднезернистыми, хорошо отсортированными слоистыми песками со слойками фитодетрита, гнездами растительной трухи, вверху – с тонкими линзами глин, суглинков, супесей (местами с гравием и галькой). В низах разреза псаммиты более «грубые», с диагональной и линзовой слоистостью; в основании пачки залегает базальный слой (до 5 м) разномзернистых песков с мегакластами. В зависимости от состава размываемого субстрата последние представлены или скоплениями окатышей кайнозойских (мезозойских) глин, или валунно-песчано-гравийно-галечным материалом горного обрамления; вблизи выступов палеозоя над подошвой отмечаются мощные (до 20 м) галечно-щебнисто-валунно-глыбовые скопления уральских пород.

Средняя пачка (до 25 м) представлена глинами (в том числе ленточными) и суглинками с гравием и галькой; в береговых обрывах слои часто деформированы. Глины алевритовые, алевритисто-песчаные и песчанистые, темно-серые и буровато-серые плотные слоистые или однородные

(с комковатой структурой); они содержат тонкие прослои песков, включения гравия и гальки. В ленточных разностях слойки (0,2–1 см) темно-серых блестящих жирных глин чередуются со светло-желтовато-серыми и светло-бурыми алевритами, иногда пылеватыми алевритовыми песками. Местами породы перемяты, разбиты микросбросами; изредка встречаются мелкие стяжения «иматровых камней». Суглинки варьируют от легких до тяжелых (диамиктоны), чаще они буровато-серые или серые плотные комковато-оскольчатые с рассеянным гравием и галькой (до 20%), единичными валунами. Соотношение перечисленных литологических разностей непостоянно как в разрезе, так и по латерали; в целом же слоистые алевроглины чаще приурочены к верхам пачки, ленточные глины – к средней ее части, диамиктоны и «структурные» песчаные глины – к низам разреза. Контакт с нижней пачкой обычно резкий, с признаками трансгрессивного налегания, значительно реже – постепенный.

Верхняя пачка (до 45 м) сложена алевритовыми песками, алевритами, глинами, супесями, суглинками, вверху диамиктонами. Сероцветные псаммиты и алевриты формируют отдельные слои (2–5 м) в низах пачки, чаще же присутствуют в виде пропластков внутри в составе глин, подчеркивая тонкую параллельную слоистость. В породах нередко присыпки слюды и фитодетрита по плоскостям напластования. Внутри слоев и вдоль подошвы пачки иногда наблюдаются прослои (до 0,4 м) мелко- и крупнозернистых песков, местами (над нижним ее контактом) с окатышами глин и мелким гравием, что свидетельствует о крайне неглубоких локальных размывах. Глины, аналогичные по составу подобным же литофациям в средней части свиты, слагают основной объем этой пачки (до 14 м), а местами (правый берег Оби от Ангальского мыса до мыса Салемал, скважины Обского профиля) и почти весь ее разрез (до 28 м). В последнем варианте преобладают ритмичнослоистые (ленточные) разности с маломощными (до 4 м) прослоями алевритовых (песчанистых) глин, суглинков и супесей, изредка содержащих угловато-окатанные зерна гравия, мелкой гальки или небольшие (5–10 см) линзовидные скопления обломочного материала. Завершает разрез верхней пачки пласт (до 20 м) песчано-алеваитовых буровато-серых плотных комковатых неслоистых (или неяснослоистых) глин с рассеянными гравием и галькой либо суглинистые диамиктоны с мелкой оскольчатой комковатой отдельностью, включающие слабоокатанные гравий, гальку и валуны. Здесь же встречаются линзы серых мелкозернистых песков и ленточных глин. В Лаборовской впадине марресальская свита почти нацело сложена плитчатыми, ленточнослоистыми алевросупесями (до 70 м «щучинские слои» по В. Н. Воронову, 1976 г.). На площади листа гипсометрически выше 50 м стратон почти всюду размыт (за исключением предгорных районов в пределах Салехардских Увалов). По скважинам Обского профиля кровля свиты прослеживается до абс. отм. 100–110 м, подошва – до 80 м над уровнем моря; в северо-западных разрезах кровля находится на положительных отметках – от 110 до 143 м, подошва – от 90 до 126 м. В последнем случае на мужинской толще после базального щебнисто-галечно-валунного горизонта (0,2–7,2 м) залегают плотные пластичные слоистые (иногда ленточные) алевроглины с раковистым изломом.

Мощность марресальской свиты на площади листа не менее 135 м; по нашим оценкам, она может достигать и 150–160 м. Несмотря на естественные фациальные замещения в составе (или даже редукцию отдельных слоев вплоть до выпадения), разрез ее в основном пространственно выдержан и не имеет сколько-нибудь серьезных внутриформационных перерывов. Все, обнажающиеся на поверхности, пачки свиты несут следы множественных пликативных и дизъюнктивных деформаций как следствие экзотектонических процессов («складчатость нагнетания»); в альтернативном варианте это «гляциодислокации».

В большинстве серийно опробованных разрезов все части свиты охарактеризованы различными группами палеонтологических остатков. Из песков нижней пачки выделены комплексы семенной флоры [9, 110, 150 и др.] с *Azolla interglacialica* Nikit., характерные для флоры «диагональных песков» нижнего–среднего неоплейстоцена и эоплейстоцена Западной Сибири; климат, реконструированный по карпоидам, был благоприятнее современного. Спорово-пыльцевые спектры [9, 110 и др.] отражают в основном ландшафты березовых лесотундр.

В средней пачке переслаивания алевритовых глин, суглинков и песков выявлена «казанцевская микрофаунистическая ассоциация» с *Proelphidium asterotuberculatum*, *P. parvum*, *Cribrononium incertus* и др. (10–15 видов); раковины хорошей сохранности, многие формы являются сравнительно тепловодными (бореальными или аркто-бореальными), обитающими на глубинах до 50 м (верхняя сублитораль). Диамиктоны средней пачки также охарактеризованы фораминиферами «казанцевского комплекса», содержат немногочисленные аркто-бореальные и арктические виды. Там же обнаружено [9] несколько родов диатомовых: *Navicula* sp. (пресноводная), *Melosira sulcata*, *Stephanopyxis* sp. (морские). Спорово-пыльцевые спектры указывают на смену лесотундровых редкостойных лесов ландшафтами тундры; возрастает роль кустарниковых форм березы, ольховника, ивы.

Верхняя пачка марресальской свиты содержит арктическую фауну фораминифер «харсоимского комплекса» В. И. Гудиной [9, 81], обедненного, по сравнению с «казанцевским», как по количеству видов (3–10), так и числу экземпляров (от 1 до 30). По этим параметрам он сходен с «салемальским», но менее разнообразен. В разрезах окраинных впадин [301, 302] комплексы, выявленные на уровне верхней пачки, диагностируются В. И. Гудиной как «казанцевские». Здесь и на юге Ямала обнаружена фауна моллюсков *Natica clausa*, *Neptinea borealis*, *Cyprina islandica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncate*, *Astarte*, а также кости кита, моржа, тюленя. В ряде проб [9, 359] встречена довольно представительная пресноводно-солонатоводная ассоциация диатомей. Палиноспектры [9, 150] времени формирования верхней пачки отражают изменения ландшафтов в следующем порядке (снизу вверх): 1 – северная тайга с кедром; 2 – она же, заболоченная; 3 – березовые редколесья, близкие к лесотундре; 4 – северная елово-кедровая заболоченная тайга; 5 – лесотундра или мохово-кустарничковая тундра; 6 – березовые леса с примесью ели и сосны; 7 – лесотундра. В. И. Астаховым и др. [13] OSL-методом для отложений двух нижних пачек, трактуемых как аллювиальные (флювиальные) или озерно-ледниковые пески (ритмиты),

получены весьма разноречивые даты: 131–154 тыс. лет («Лабытнанги»), 192–197 тыс. лет («Пичугуй-Яха»), 80–93 тыс. лет («Сангомпан»). Кроме того, весь этот диапазон противоречит геологическим и палеонтологическим данным, наиболее древние значения, как правило, приурочены к верхам опробованных разрезов (конкретные цифры приведены в текстовом приложении к записке. Еще более омоложенная датировка марресальской свиты фигурирует в работах С. А. Архипова и др. [9] –  $36,4 \pm 0,8$  тыс лет (радиоуглеродный метод  $^{14}\text{C}$ ).

По РСС-1999, нижней пачке (подсвите) описываемого стратона соответствует казанцевская свита, средней – хашгортские слои, верхней – харсоимские слои вместе с нижней и средней частями лохподгортских слоев. По морфолитостратиграфическим параметрам, результатам сопоставления и биостратиграфическим критериям марресальская свита коррелируется с талагайкинско-семейкинско-пельтынским (халапантским) литоциклом нижнего неоплейстоцена низовий Иртыша и Оби.

Халасинская толща (am, lalhs) на площади листа распространена во всех районах, кроме Ямало-Гыданского; выделена под таким названием П. П. Генераловым (1978 г.) в границах ступенчатой междуречной равнины шестого геоморфологического уровня. Она представлена регрессивными песками, согласно (местами с размывом – площадным, реже эрозийным) перекрывающими марресальскую или халапантскую (иногда семейкинскую) свиты; вблизи выступов фундамента толща иногда подстилается палеозойскими или триасовыми породами [67, 68, 282, 301, 302]. На ней залегают хановейская или кормужиханская свиты среднего неоплейстоцена, локально молодые озерно-болотные, аллювиальные или элювиально-делювиальные отложения. На территории подошва толщи располагается на абс. отм. от 90 до 130 м; в срединной части Салехардских Увалов (у мыса Салемал) вскрыта скважинами ручного бурения на отметках 95–110 м выше уреза Оби. В генетическом отношении это аллювиально-морские (лиманные) или озерно-аллювиальные (прибрежно-лагунные) образования. Толща сложена в основном кварцевыми песками (преимущественно разнотернистыми с редкими прослоями отсортированных мелко- и среднетернистых разновидностей); содержание крупной фракции, а также включений грубообломочного материала (вплоть до его скоплений) изменчиво и, как правило, возрастает от средней части разреза к подошве и кровле толщи. Вблизи последней местами отмечаются маломощные линзы супесей, глинистых и пылеватых песков, мелкие (до 0,5 см) неправильной формы конкреции гидроокислов железа, гелифицированные растительные остатки и фитодетрит, подчеркивающие субпараллельную слоистость. Низы толщи, обычно приуроченные к неглубоким врезам, характеризуются косо- и линзово-слоистыми текстурами речного типа, более грубозернистым составом песков, скоплениями псефитового материала уральских пород. Наиболее мощные (2–5 м) концентрации последнего в песчаном заполнителе, тяготеющие к кровле и подошве стратона, закономерно фиксируются вблизи выступов фундамента платформы. Модуль крупности песков достигает 2–3 и выше. Мощность халасинской толщи колеблется от 4 до 30 м.

Спорово-пыльцевые спектры отражают (на юге площади листа [77]) ландшафты северной тайги с преобладанием хвойных. Лиственные породы представлены березой, ольхой, ивой; встречается пыльца карликовой березы (определения и заключения Т. Г. Семачкиной, Л. Б. Сидоренковой, Г. Л. Рыбак). Пески халасинской толщи и ее аналогов (в частности, вын-тъинской толщи бассейна Нижнего Иртыша) имеют региональное распространение, отсутствуя лишь на участках скульптурного строения равнины. Согласно серийной легенде, время формирования этого таксона определяется концом раннего неоплейстоцена.

Кормужиханская свита (а, Шкм) локализована в Сосьвинско-Белогорском районе, выделена Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским (1967 г.) в одном из обрывов правого берега Оби (у Кормужиханского Сора). Нами [413] она рассматривалась как базальная пачка (подсвита) «большекаменской ритмосвиты», рельефообразующей для равнины пятого геоморфологического уровня с абс. выс. 85 (90)–110 м. На площади листа стратон вскрыт рядом картировочных скважин, большинством из которых не пересечена его полная мощность. Подразделение согласно залегает на халасинской толще, по отношению к халапантской свите имеет «прислоненно-вложенное» положение, стратиграфически согласно (местами трансгрессивно) перекрыто дамиктонами белогорской свиты. Контакт с подстилающими более древними образованиями всюду четкий (эрозионный), прослеживается на абс. отм. 33–70 м. Там, где вышележащая белогорская свита размыта, кормужиханские отложения слагают цоколь четвертой надпойменной террасы. В полных разрезах (над осевыми частями эрозионных ложбин) стратон разделяется на две части.

Нижняя «аллювиальная» пачка (до 23 м) имеет базальный слой (0,5–1,5 м) светло-серых валунно-галечных разнозернистых песков и супесей; далее сложена серыми и бурыми мелко- и среднезернистыми песками, характеризующимися (снизу вверх) линзовой, косой, диагональной и субпараллельной слоистостью. В низах пачки фиксируются линзы (0,5–2 м) слоистых супесей с рассеянным фитодетритом, выше – тонкие линзочки мелкогалечных гравийников. В кровле (на обнаженных участках) залегают иловатые суглинки (0,5–1 м), иногда с причудливыми «инволютными» деформациями слоев. В прибортовых частях ложбин пачка редуцирована (до 4,5 м) и представлена бурыми супесями, глинами, суглинками с тонкими линзами коричневого торфа. Местами на этом же уровне наблюдается тонкое переслаивание (до 7 м) мелкозернистых песков, «часто глинистых», песчано-алевритовых глин, супесей, суглинков; нередко пески в разрезе преобладают, а вблизи кровли отмечаются пропластки (1–15 см) аллохтонного торфа или гумуса, фиксируется горизонт «конвективных структур», срезанных подошвой верхней пачки.

Верхняя «аллювиально-лагунная» пачка (до 10 м) выполнена снизу ленточно переслаивающимися серыми супесями, буровато-серыми алевритистыми глинами и светло-серыми мелкозернистыми песками. Выше залегают светлые мелко- и среднезернистые параллельно-слоистые пески, у кровли хорошо отмытые (со слойками шлиха и алевроглинистого материала). Мощность кормужиханской свиты в ложбинах над врезами достигает

40 м. На междуречьях в ее разрезах резко преобладают слоистые мелко- и среднезернистые (до разнотернистых) псаммиты с гравием и редкой мелкой галькой, выполняющие вблизи кровли прослои (1–2 м) алевросупесей, суглинков, алевритовых песков. Мощность свиты здесь – до 25 м, а нижняя пачка русловых косо- и линзово-слоистых песков (включая базальный слой со скоплениями гравия, гальки, иногда валунов) не превышает 7 м. Палеонтологически на площади листа свита не изучена. Южнее (в бассейне Оби) она охарактеризована диатомеями, тафофлорой «первой половины четвертичного периода» [77], спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа, указывающими на близкий к современному климат. Согласно серийной легенде, стратон отвечает тобольскому горизонту среднего неоплейстоцена. Вероятные аналоги его на юге – чембакчинская и тобольская свиты, на севере – нижние пачки хановейской и харасавейской свит.

Хановейская свита (am, a1Hn) развита в Ямало-Гыданском и Салехардско-Тазовском районах. Первоначально при ГГС-50 на Щучинской площади [302] выделялась в составе «верхнеямальской толщи» среднего неоплейстоцена, наиболее полные («рельефообразующие») разрезы которой находятся в пределах водораздельной равнины с абс. отм. 90–110 м; ниже 85 м над уровнем моря она вскрывается в цоколе молодых террас. Название свиты предложено П. П. Генераловым [359] после анализа профильных разрезов междуречий в Хановейской и Надежнинской впадинах. В первой и частично во второй депрессиях стратон представлен классическим литоциклом: внизу однородными песками, сверху – монотонными слоистыми супесчано-суглинистыми диамиктонами; контакт между ними четкий ровный, прослеживается обычно на гипсометрическом уровне 30–40 м, повышаясь на окраинах впадин до 60–70 м. Свита с эрозионным размытием перекрывает образования марресальского литоцикла, а также более древние породы; на ней залегают (за исключением скульптурных участков равнины пятого геоморфологического уровня) надымские регрессивные пески. Подошва фиксируется на абсолютных отметках от плюс 65 м на окраинах впадин до минус 20 м в переуглублениях, чаще всего – в интервале положительных высот 10–35 м.

Нижняя пачка (до 50 м) сложена в основном светло-серыми и серыми алевритовыми, реже мелкозернистыми, иногда разнотернистыми песками. В низах преобладают речные косо- и субпараллельно-слоистые полимиктовые разности с обильными растительными остатками, включениями гравия и гальки. Вверху пачка представлена фациями верхней литорали: чистыми однородными хорошо отсортированными тонкослоистыми кварцевыми алевропсаммитами со слоями (1–5 см) фитодетрита и торфа; здесь же обнаружены фораминиферы. В основании пачки нередко фиксируется базальный слой гравийных галечников (с валунами) в разнотернистом песчаном заполнителе; мощность его варьирует от 1,5 до 5–7 м на окраинах впадин, где свита опирается на палеозойские или триасовые породы.

Верхняя пачка (до 50 м) образована чередованием плотных, субпараллельно-слоистых (местами однородных) тяжелых суглинков или супесей (диамиктонов), включающих рассеянные гравий, гальку, дресву, изредка мелкие валуны уральских пород (до 30%) с пластами (0,2–0,6 м) песков,

часто глинистых или алевритистых. Диамиктоны составляют 70–80% объема пачки и также содержат раковины фораминифер. Мощность хановейской свиты достигает 80 м; кровля ее не поднимается выше абс. отм. 100 м.

Бедные ассоциации фораминифер В. И. Гудина [301, 302] объединила в «казанцевский комплекс». Палиноспектры свидетельствуют о распространении на суше ландшафтов елово-кедровых и березово-кедрово-еловых редколесий (нижняя пачка) и тундры (верхняя пачка). Диамиктоны верхней и пески нижней частей хановейской свиты С. А. Архиповым [9] отождествлялись (соответственно) с «позднезырянской мореной» и «каргинским аллювием». В ранних исследованиях (Прохорова, 1960 г.; Трофимов, 1972 г. и др.) чередующиеся диамиктоны и пески верхней пачки относились к моренным и водно-ледниковым образованиям зырянского оледенения; Т. П. Алексеева [31] считала их бассейновыми (предпочтительно морскими) осадками среднего неоплейстоцена. При диагностике возраста хановейского литоцикла необходимо принимать во внимание тот факт, что на него наложены «казымские» («надымские») слои верхней половины среднего неоплейстоцена и в него же врезаны 60–80-метровые казанцевская аллювиально-морская и четвертая надпойменная озерно-аллювиальная террасы (конец среднего–начало позднего неоплейстоцена). На этом основании (и в соответствии с серийной легендой) хановейская свита датируется тобольско-самаровским временем (нижняя половина среднего неоплейстоцена). Отложения стратона имеют аллювиально-морское (эстуарное, лагунно-лиманное) и аллювиальное происхождение.

Харасавейская свита (а, *amP<sub>hr</sub>*) локализована только в Ямало-Гыданском районе; выделена И. Н. Семеновым и В. В. Ловчуком [225] в обнажениях на п-ове Ямал (вблизи пос. Харасавей), где наблюдается ее нижняя часть. Представительные разрезы установлены в скважинах Салехардских створов, Обского, Ярсалинского картировочных профилей и гидрогеологического бурения, а также в обрывах по правому берегу Оби («гора» Хабиде-Сякана и др.). На Ямале свита вскрыта в цоколях третьей и четвертой морских террас и в ложе современной лайды, где представлена базальными песками. Она формирует «ритмопару» распространенного в бассейне Нижней Оби и на Ямале «варианта» литоцикла среднеплейстоценовой трансгрессии.

По условиям залегания, геоморфологической позиции, гипсометрическим параметрам, строению разреза, литофациальному облику последний в целом идентичен «хановейскому», хотя и имеет некоторые отличия. Описываемый стратон с глубоким эрозионным размывом залегает на марресальской свите и согласно (иногда по слегка размытому контакту) перекрыт надымскими регрессивными песками; по «прислоненно-вложенным» соотношениям граничит с осадками четвертой морской террасы (абс. отм. 60–82 м).

Подшова свиты в междуречьях фиксируется на абсолютных отметках 20–40 м, опускаясь в осевых частях врезов до минус 20–30 м. Кровля занимает наиболее высокое (до 90 м) положение в границах коррелятной поверхности (90–110 м над уровнем моря).

В полных разрезах свита разделяется на две пачки: нижнюю (аллювиальные и аллювиально-эстуарные образования) и верхнюю (прибрежно-лагунные и ледово-морские отложения). Контакт между ними устанавливается на абс. отм. от 31 до 63 м; чаще всего он четкий ровный, реже волнистый, с нарушениями «конвективного» типа.

Нижняя пачка (до 45 м) сложена желтовато-серыми, реже светло-серыми разнозернистыми и мелкозернистыми кварцевыми песками с гравием. В низах разреза [9, 256] (обнажения Хар-Соим, Хабиде-Сяката, правый берег низовий Оби и др.) наблюдаются крупные косонаслоенные серии, завершающиеся кверху псаммитами с мелковолнистой и плейчатой слоистостью, со слоями естественного шлиха, обилием разноразмерных растительных остатков (вплоть до обломков стволов и пней). В верхах пачки преобладают серые параллельно-слоистые мелкозернистые кварцевые пески с хорошей сортировкой обломков, прослоями (до 10 см) алевритов, линзами (3–10 см) темно-бурых алевросупесей (вблизи кровли с рассеянным фитодетритом) и аллохтонного торфа. Граница с русловым аллювием четкая ровная, местами волнистая. Наиболее «грубый» состав пачки наблюдается в левобережных разрезах высоких междуречий, где она имеет малую мощность (до 5 м) и представлена гравийными песками с крупной галькой и валунами, залегающими непосредственно выше диамиктонов («лохподгортские слои») марресальской свиты. Мощные (до 7 м) базальные песчано-галечно-валунные пласты вскрыты в переуглублениях.

Верхнюю пачку (до 45 м) в полных разрезах образуют два пласта диамиктонов, разделенные слоем песков изменчивой мощностью (2–8 м). Нижний пласт (до 20 м) представлен серовато-бурыми однородными песчаными глинами (тяжелыми суглинками), несортированными или грубо-сортированными, с комковато-оскольчатой отдельностью, с рассеянными гравием, галькой и валунами (до 40 см в поперечнике). Местами в его основании фиксируется переслаивание диамиктонов с разнозернистыми (до гравийных) кварцевыми песками, напоминающее своим строением вторую пачку хановейской свиты. Верхний пласт (1,5–16 м) сформирован песчанисто-иловатыми супесями (легкими суглинками), плотными, плохо сортированными, с комковатой или комковато-оскольчатой отдельностью, с рассеянными гравием, мелкой галькой, иногда мелкими валунами (преимущественно изверженных пород). Кварцевые пески, разделяющие пласты диамиктонов, разнозернистые, с гнездами и линзочками скоплений гравия и гальки. Мощность харасавейской свиты – до 65 м (возможно, и более).

На площади листа стратон охарактеризован комплексами семенной флоры [9, 110, 150], фораминифер, спор и пыльцы. Ассоциация семян и плодов (31 вид) содержит руководящие *Azolla interglacialica* Nikit., *Salvinia natans* All., *Selaginella selaginoides* (L. Link.) и отвечает «флоре диагональных песков» (тобольское межледниковье). Спорово-пыльцевые спектры нижней пачки [110, 150] характеризуют ландшафты северной тайги, свидетельствующие о «сдвигении» растительных зон к северу на 600–800 км и определяющие климат как более благоприятный, чем современный. Палиноспектры верхней пачки [9, 150] отражают условия лесотундры, где среди древесных пород доминировала береза. В нижнем

пласте диамиктонов выделена [9] ассоциация фораминифер *Tappanella arctica* Gud. et Saïd., *Cribronion* cf. *obscurus* Gud., *Cassandra* cf. *teretis* (Tappan), *Cassidulina subacuta* Gud., *Cibicides* cf. *rotundatus*, *C.* cf. *fluens* (Todd). Большинство из этих (хорошей сохранности) форм встречаются в «салемальском», «казанцевском», «хирсоимском» комплексах, не избегая при этом диамиктонов. Несопоставимость ассоциации (в отношении сочетания видов) ни с одной из этих группировок еще не дает оснований считать ее случайной или «переотложенной» [9], тем более, что в страторайоне [46, 359] сходный комплекс с *Cribronion* cf. *obscurus*, *Cr. incertus*, *Reophax curtus* в верхней пачке харасовейской свиты сочетается с морскими моллюсками и остракодами. По заключению Л. А. Тверской, фораминиферы характеризуют холодные и умеренно холодные водоемы. OSL-датированием [13, 9] для «аллювиальных песков» таксона получены (сверху вниз по разрезам) следующие значения возраста (тыс. лет):  $137 \pm 9$ ,  $125 \pm 13$  («Пичугуй-Яха»);  $133 \pm 11$ ,  $138 \pm 11$  («Пак-Яха»);  $97 \pm 8$ ,  $84 \pm 10$  («Аскарка»). Радиоуглеродный метод ( $^{14}\text{C}$ ) в тех же пунктах опробования показал даты [13]:  $\geq 45,9$ ;  $\geq 52,4$  тыс. лет («Пичугуй-Яха»);  $\geq 44,7$ ;  $\geq 50,4$ ;  $\geq 46,2$  тыс. лет («Пак-Яха»);  $45 \pm 2,34$ ;  $\geq 44,6$ ;  $\geq 46,3$  тыс. лет («Аскарка»). По древесине из «каргинских (пак-яхинских) слоев» (нижняя пачка стратона) определен радиоуглеродный возраст  $25\,900 \pm 240$  лет (СОАН-641),  $28\,600 \pm 450$  лет (СОАН-677),  $> 57\,000$  лет (ЛГ-13); в разрезе скважины (р. Обь, в 4,5 км ниже пос. Горноказымск) –  $42,2 \pm 1,5$  тыс. лет [9]. Эквивалентность (субсинхронность) харасовейского и хановейского рельефообразующих литоциклов очевидна. Верхние пачки как первого, так и второго коррелируются с «позднезырянской» («сартанской») мореной, «белогорским диамиктоном» Сосьвинско-Белогорского района; нижние пачки – с «каргинским аллювием» и «пак-яхинскими песками» Салехардских Увалов, кормужихахской и тобольской свитами соответственно Белогорья и «Тобольского материка».

Белогорская свита (Шбл) развита в Сосьвинско-Белогорском районе; выделена Е. П. Бойцовой (1967 г.) как «белогорская морена» в обнажении по правому берегу Оби ниже пос. Большой Камень. П. П. Генералов и один из авторов записки [48, 413] помещали ее в состав «большакаменской ритмосвиты» – рельефообразующего литоцикла, коррелятного пятому геоморфологическому уровню равнины с абс. отм. 85–110 м. На «Белогорском материке» стратон изучен по многочисленным обнажениям и картировочным скважинам; на площади листа вскрыт бурением под маломощными песками надымской толщи, а также в цоколе четвертой надпойменной террасы, где фиксируется лишь нижняя половина его разреза. Свита представлена суглинисто-супесчаными диамиктонами с включениями окатанных псефитов. По четкому ровному контакту (местами с признаками трансгрессивного налегания и неглубокого площадного размыва) перекрывает кормужиханскую свиту; граница между ними прослеживается на абс. выс. от 49 до 73 м. Иногда в основании свиты наблюдается слой (1–3 м) параллельнослоистых (до ленточных) алевроитов или песков. В разрезе доминируют плотные буровато-серые суглино-супеси (песчано-глинистые илы), «оскольчатые» (распадающиеся на мелкую изометричную

щебенку с бурой поверхностью), содержащие много (до 15%) гравия, гальки и мелких валунов. В средней части выделяется горизонт (до 2 м) сближенных тонких линз и гнезд светло-серого и ярко-желтого (охристого) цвета; по простиранию он замещается той же мощности интервалом, где мелкие гнезда выполнены светло-серыми глинами с субвертикальными трещинами – жилами, заполненными желтовато-серым песком или гравийником с галькой разного состава. К этому уровню обычно приурочены и отторженцы палеогеновых пород; ниже диамиктоны более глинистые, с меньшим количеством мегакластов, иногда с нечеткой слоистостью (редкие слойки супесей и песков), немногочисленными песчано-железистыми стяжениями, наличием железистых корочек на поверхности галек и валунов. Строение разреза и состав диамиктонов белогорской свиты обнаруживают явные черты сходства с верхней частью тобольско-самаровского литоцикла. Вскрытая ее мощность на площади листа не превышает 16 м, но по аналогии с соседними районами, вероятно, может достигать 35 м; из-за слабой изученности здесь она не имеет надежного палеонтологического обоснования. На ближайшем с юга отрезке Белогорской возвышенности охарактеризована [77, 413] спектрами с довольно богатой пылью хорошей сохранности (определения и заключения Н. Б. Дрожащих), свидетельствующей о смене ландшафтов березовых редколесий северной тайгой. Наиболее вероятные условия седиментации – существенно опресненные к югу от Салехардских Увалов заливы (в том числе отшнурованные лиманы) с глубинами, допускающими ледовый дрейф. Подразделение коррелируется с верхними пачками хановейской и харасавейской свит, а за пределами трапеции – с сузгунско-гумырской толщей «Тобольского материка». Согласно серийной легенде, его объем соответствует самаровскому горизонту среднего неоплестойцена.

Надымская толща (am, laIInd) широко распространена на территории; выделена А. И. Некрасовым (1991 г.) в верховьях р. Надым по результатам ГГС-200. Это регрессивные прибрежно-лагунные, прибрежно-лиманские, реже пляжевые образования с участием речных литофаций. Свита представлена в основном песками с включениями гравия и гальки (как в рассеянном состоянии, так и в гнездах, линзах); при этом пляжевые фации чаще концентрируются в верхах разреза, речные – в его основании. На площади листа надымские пески распространены с поверхности повсеместно (за исключением локальных скульптурных участков) в границах междуречной ступенчатой равнины с абс. отм. 85–110 м, вскрыты многочисленными скважинами. Вне равнины они устанавливаются в цоколе врезанных в толщу отложений четвертого (позднегазовско-казанцевского) террасового уровня. Стратон залегает на диамиктонах хановейской, харасавейской или белогорской свит с площадным, реже линейным размывом, иногда с постепенным переходом по ровному или волнистому контакту. На окраине равнины местами он перекрывает марресальскую, халапантскую и более древние свиты. Подошва фиксируется на абс. отм. от 55 до 90 м (возможно, более). Кровля толщи обычно картируется на поверхности, но в Приуралье иногда локально подстилает маломощные озерно-болотные или элювиально-делювиальные образования. Наиболее «грубый» ее состав

наблюдался в скважинах Салехардских створов на левобережье Оби. Здесь средняя часть толщи сложена в основном серыми и серовато-желтыми разномзернистыми (до гравийных) песками с гнездами, линзами, прослоями (1,5–5 м), выполненными валунно-галечным материалом в супесчано-песчаном заполнителе. Галька и валуны (до 0,5 м) сконцентрированы также у подошвы и в кровле стратона, иногда с грубой косоволнистой слоистостью пород; мегакласты представлены уральскими домезозойскими образованиями. Почти везде на площади в разрезе толщи преобладают серые мелко- и среднезернистые параллельнослоистые пески, в средней его части с прослоями алевритовых песков, суглинков, супесей, алевритов. Разномзернистые (с гравием и галькой) пески чаще характеризуют низы и верхи подразделения; местами отмечается косая параллельная и волнистая слоистость. Мощность надымской толщи на территории колеблется от 4 до 30 м. Она скорее всего накапливалась в едином бассейне: на севере в морском заливе, к югу от Салехардских Увалов – в соединявшейся с ним широкими проливами лагуне, более или менее «мористой» (вблизи берегов существенно опресненной). Согласно серийной легенде, датируется второй половиной среднего неоплейстоцена, по объему отвечает ширтинскому и тазовскому горизонтам.

Тазовский–казанцевский горизонты. Лимноаллювий четвертой надпойменной террасы (Ia<sup>4</sup>II–III<sup>tz-kz</sup>) Подразделение коррелятно верхнему цикловому ярусу долин современных рек. Занимает обширные площади на юге листа, располагаясь на абс. отм. от 60 до 80 м. Отложения вложены в белогорскую (или хановейскую) свиты и резко несогласно (с размывом) залегают на разновозрастных более древних образованиях. В разрезе выделяются две пачки – «аллювиальная» и «озерная» («лагунная»). На участках, прилегающих к долине Оби, преобладают более тонкие осадки, по мере удаления к востоку они существенно «опесчаниваются», что свидетельствует о преимущественно аллювиальном генезисе; почти полностью песчаный разрез террасы отмечен [296] в верховьях Куновата, мощность его там составляет 10–12 м.

Нижняя пачка (до 25 м) начинается плохо сортированными разномзернистыми песками (иногда глинистыми) с косой и мелколинзовой слоистостью. Непосредственно над эрозионным контактом наблюдаются скопления грубообломочного материала (различного петрографического состава), окатышей глин, обломков древесины. Выше залегают столь же хорошо сортированные преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые пески с незначительной примесью алевритовой и пелитовой фракций; слоистость руслового типа – от линзовой и диагональной (внизу) до косоволнистой и параллельной (вверху). Ближе к кровле пачки отмечаются прослой серых и коричневатых-серых («оторфованных») супесей, суглинков, глинистых песков, содержащих фитодетрит, линзы черного аллохтонного торфа, гумуса и сопровождающихся иногда мелкими конвективными деформациями.

Верхняя пачка (8–20 м) представлена переслаиванием супесей, суглинков, редко глин и алевритов; характерны линзы и прослой черного аллохтонного торфа. Слоистость в низах алеврито-глинистого разреза ритмичная параллельная (до ленточной). Общая мощность описываемого стратона

достигает 40 м. В палеонтологическом отношении он лучше изучен на территории листа Р-42 (у пос. Карымкары), где анализ показал (заклЮчения Н. В. Рубиной, М. И. Зиньковой) наличие в осадках диатомей, комплекс которых насчитывает до 20 видов [413]. Они представлены пресноводными и пресноводно-солонатоводными бентосными либо планктонными формами, обитавшими в условиях умеренных температур. В бассейне Иртыша таксон охарактеризован фауной млекопитающих верхнепалеолитического комплекса с мамонтом раннего типа. Средне-позднелепесточенный возраст четвертой надпойменной террасы устанавливается по положению в сводном разрезе и ее геоморфологической позиции.

Казанцевский горизонт. Аллювиомариний (дельтовые, ваттовые, эстуарные отложения) четвертого террасового уровня ( $am^4\Pi k_z$ ). Таксон распространен на водоразделах в бассейнах рек Полуя и Надымской Оби и прерывистой полосой протягиваются вдоль восточной границы Урала, картируясь на абс. отм. 60–75 м; относится к Салехардско-Тазовскому району. Терраса «врезана» в харасавейскую и хановейскую свиты и несогласно (с размывом) залегает на более древних разновозрастных породах. Подошва ее испытывает значительные высотные колебания, что свидетельствует о глубоком эрозионном врезе. В разрезе выделяются две части: нижняя (до 25 м) – «аллювиальная» (преимущественно песчаная), верхняя (до 15 м) «эстуарно-морская» («морская»), существенно песчано-глинистая. В основании нижней пачки почти повсеместно установлен базальный слой (от 0,1 до 1,5 м) разнозернистых песков с гравием, галькой, иногда (в Приуралье) валунами. На нем залегают средне-мелкозернистые горизонтально- и косослоистые пески с единичными включениями гравия и гальки, сверху – с линзами, обогащенными растительными остатками, с прослоями суглинков и супесей. Верхняя пачка литологически выдержана, образована алевритовыми песками, слоистыми или однородными суглинками, супесями с прослоями алевритов, реже алевроглинами. Отложения характеризуются горизонтальной, волнистой и косой слоистостью. В песках иногда встречаются раковины морских моллюсков, остатки усонюгих раков. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о том, что на суше в этот период господствовали мелколиственные леса с незначительной примесью хвойных пород [282]. Возраст таксона принят согласно серийной легенде.

Казанцевский горизонт. Мариний четвертого террасового уровня ( $m^4\Pi k_z$ ). Стратон распространен на севере территории (Ямало-Гыданский район) в пределах водораздельной равнины с абс. отм. 60–75 м. Отложения залегают с размывом на харасавейской или марресальской, местами салемальской свитах; подошва обычно не опускается ниже абс. отм. +20 м. Наиболее полные разрезы вскрыты скважинами по долине р. Байдарата и в бассейнах рек Нядояха и Пензяяха. Осадки представлены преимущественно мелкозернистыми и алевритистыми песками с прослоями и линзами суглинков и глин. Таксон нередко подразделяется на две пачки; в этом случае нижняя из них (до 15 м) выполнена песками, а верхняя (до 30 м) сложена слоистыми алевритовыми глинами и суглинками; местами в основании последней залегают ленточные глины. В песках

нижней пачки наблюдаются едва ли не все виды слоистости: волнистая, волнисто-линзовидная, перисто-волнистая, косая, горизонтальная.

Возраст принят согласно серийной легенде. В казанцевское время существовал сравнительно мелководный морской бассейн (с глубинами, отвечающими средней и верхней литорали) и положительными придонными температурами; климатические условия были более благоприятными, чем в современной Байдарацкой губе. Спорово-пыльцевые спектры также свидетельствуют в пользу более теплого, чем современный, климата при ландшафтах от северотаежных лесов до лесотундры. Мощность отложений в наиболее полных разрезах может достигать 35 м.

Ермаковский горизонт. Лимноаллювий третьей надпойменной террасы (Ia<sup>3</sup>Шер). Этот таксон широко распространен в бассейнах рек Обь, Полуй, Щучья и их крупных притоков, а также в корыто- и ложбинообразных долинах малых водотоков, где выполняет днища, сопряженные с этим высотным ярусом. Осадки занимают четкую геоморфологическую позицию, литоцикл террасы отвечает абс. отм. 35–57 (до 60) м. По отношению к генетически сходным подразделениям более высокого циклового яруса терраса часто оказывается вложенно-наложенной, местами прислоненно-вложенной (опираясь при этом на более древние разновозрастные породы вплоть до палеогеновых). В ее основании залегает пачка преимущественно русловых накоплений мощностью до 15 м. Они представлены серыми и светло-серыми часто ожелезненными мелкозернистыми или алевритовыми песками. В базальном слое отмечается значительная примесь средних и крупных песчаных зерен, глинистых окатышей, гравия, гальки изверженных и метаморфических пород. В низах пачки наблюдается диагональная слоистость косонаклонных, срезающих друг друга серий; выше она «выполаживается» до косоволнистой и тонкой параллельной. В строении аллювия нередко участвуют линзовидные прослои суглинков и супесей, деформированные в результате воздействия криогенных процессов; отмечаются псевдоморфозы (до 4 м) по ледяным жилам. Верхняя, («собственно озерно-аллювиальная») пачка мощностью 8–15 м сложена однообразным набором пород пылеватого облика: чередованием суглинков, супесей, песчанистых глин и песков; отложения окрашены в серые, желтовато-серые, палевые, буровато-серые, реже светло-серые тона. Они обладают тонкой параллельной слоистостью, обычно четкой, реже – неясно выраженной. На приподнятых элементах погребенного рельефа и вблизи тылового шва террасы верхняя пачка резко преобладает в разрезе: до почти полного выпадения русловых фаций, представленных в этом случае лишь базальным слоем. Для этой части таксона, как и для террасы в целом, обычны разнообразные син- и эпигенетические криотекстуры, не свойственные для смежных по возрасту осадочным ритмам. Мощность рассматриваемого подразделения – до 30 м.

Спорово-пыльцевые спектры из отложений третьей надпойменной террасы (по определениям Н. Б. Дрожащих) однотипны и характеризуются резким преобладанием травянистых растений (60–70%) над древесными и кустарниковыми (29–40%); климат этого этапа был более суровым в сравнении с современным. По результатам палеокарпологического анализа,

выполненного В. П. Никитиным, флора отражает ландшафты елово-лиственничных лесов (с березой) и климат, близкий к современному. В породах с низовой Оби И. В. Фороновой определены остатки *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus* Voj., *Egus caballus* L. – типичных представителей позднеплейстоценовой (верхнепалеолитической, с мамонтом позднего типа) фауны [402, 413]. Возраст террасы большинством исследователей принимается «раннезырянским» (ермаковским). OSL-методом по двум пробам из «речных косослоистых песков с прослоями алеврита и гравия» [14] получены даты  $116 \pm 7$  и  $104 \pm 7$  тыс. лет (прил. 8).

Ермаковский горизонт. Аллювиомариний (дельтовые, ваттовые, эстуарные отложения) третьего террасового уровня ( $m^3IIIer$ ). Распространен в бассейне Обской губы (Ямало-Гыданский и Салехардско-Газовский районы) в интервале абс. отм. 35–60 м. По отношению к четвертому уровню эта терраса является прислоненно-вложенной, опираясь при этом на более древние породы. Отложения представлены тонкослоистыми алевритовыми и мелкозернистыми песками с прослоями супесей и суглинков; в основании часто отмечаются маломощные линзы гравийно-мелкогалечного материала. Мощность подразделения – до 20 м. На территории листа известна одна изотопная датировка, полученная радиоуглеродным методом ( $^{14}C$ ) –  $43,86 + 1,7$  тыс. лет [323]. Возраст свиты принят в соответствии с серийной легендой.

Ермаковский горизонт. Мариний третьего террасового уровня ( $m^3IIIer$ ). Распространен локально, незначительными фрагментами на крайнем севере территории (Ямало-Гыданский район), где выполняет днища ложбинообразных долин малых рек, сопряженных с этим ярусом рельефа. Подразделение с размывом залегает на отложениях четвертой морской террасы (или более древних образованиях); состоит преимущественно из мелкозернистых алевритовых песков с прослоями супесей, реже суглинков и глин, включениями растительных остатков. Местами в береговых обрывах встречаются жилы льда толщиной более 5 м. Палинокомплексы отражают травянистые безлесные ландшафты (тундровое разнотравье, осоки). На западном побережье Ямала (лист R-42), к югу от р. Мордыяха П. П. Генераловым в базальном слое (0,5–0,7 м) террасовых отложений обнаружены моллюски *Portlandia arctica* Gray. Мощность отложений не превышает 15 м.

Ханмейская морена ( $gIIIhn$ ) на 40–80% сложена грубообломочным материалом с суглинисто-супесчаным заполнителем («порovým цементом») [68]. Содержание псефитов, представленных неокатанными или слабоокатанными глыбами, валунами, щебнем, галькой, гравием и дресвой, от места к месту изменяется в указанных выше пределах, но наибольших значений достигает вблизи выступов коренных пород. В петрографическом отношении в составе обломков преобладают образования Уральского кряжа – жильный кварц, кварциты, реже базальтоиды и сланцы. «Оскольчатые» суглинки и супеси серого (иногда с зеленоватым или буроватым оттенком) цвета, включающие гнезда и линзы песков, больше характерны для сниженной равнинной части педимента, хотя и там

содержание грубообломочного материала также велико (до 40–60%). Отложения стратона, несмотря на приповерхностное расположение, очень плотные (до камнеподобных). Вывод некоторых исследователей о том, что в «составе ханмейской морены преобладает глинистый материал, пески», относится к подстилающим ее образованиям, ранее выделявшимся как «хановейская» и «тазовская» морены. В Легенде Западно-Сибирской серии листов ГК-1000/3 они помещены на разные стратиграфические (и гипсометрические) уровни и отождествляются с фаунистически охарактеризованными морскими и аллювиально-морскими (с ледово-морскими фациями) отложениями ханты-мужинской толщи, марресальской и хановейской свит. Мощность ханмейской морены не превышает 12 м.

Описываемый стратоген (довольно широко распространенный на севере Урала) местными геологами всегда отождествлялся с продуктом горно-долинного оледенения (первого из позднеплейстоценовых); как следствие, в серийных легендах ГК-200/2 таксон относился только к Кожимско-Щучинскому району, а область его распространения на восток ограничивалась педиментом. Однако после апробации комплекта на НРС Роснедра в протокол был включен пункт о необходимости показать на КЧО «...ледниковые образования Сопкейской морены (*именно так – с заглавной буквы*) по материалам Астахова В. И. с учетом дешифрирования космоматериалов».

Известно, что все диамиктоны Западной Сибири (в том числе и данные «образования») упомянутым исследователем тракуются исключительно как «покровно-гляциальные» – результат движения на континент эфемерного «карского шельфового ледника». Тем самым едва ли не впервые в практике НРС создан прецедент, когда исполнителей вынуждают существенно *перерисовывать карту* только на основании *других* представлений о *генезисе* отложений, а авторская точка зрения отражается в записке как «альтернативная». Контуры «Сопкейской морены» (одновозрастной с ханмейской и под этим же названием) нанесены на карту («по результатам дешифрирования») Д. В. Назаровым – сотрудником ФГУП «ВСЕГЕИ», учеником и последователем В. И. Астахова. Редактором листа лишь приведены в «надлежащий вид» возрастные соотношения с окружающими стратонами Салехардско-Тазовского района Западной Сибири, а также «подправлена» схема корреляции. Следует отметить, что представление о «Сопкейской гряде» как конечной морене (диамиктоны) и гляциофлювиале (пески) сартанского или зырянского покровных оледенений рядом геологов поддерживалось еще во второй половине прошлого века (Прохорова и др., 1960; Трофимов и др., 1972; Архипов, Вотях и др., 1977).

Авторы данной записки считают, что «гряда» сложена хановейскими песками и диамиктонами (аллювиомариний среднего неоплейстоцена), охарактеризованными фауной фораминифер (В. И. Гудина, 1975), а также перекрывающими их регрессивными песками надымской толщи (аллювиомариний и лимноаллювий ширтинского–тазовского горизонтов). Своей формой этот элемент рельефа обязан вогнутому в сторону Хановейской впадины выступу (до 40 м над уровнем моря) подстилающих чехол палеозойских и триасовых пород, что отражено в объяснительной записке

(см. выше). Сходной точки зрения придерживаются и другие исследователи (П. П. Генералов, 1975, 1986, 1996; В. С. Волкова, Т. П. Алексеева, 1990), считающие генезис рассматриваемых осадков бассейновыми (предпочтительно – морскими), а возраст – средненеоплейстоценовым. При диагностике времени накопления «хановейского литоцикла» необходимо принимать во внимание тот факт, что на него наложены «казымские слои» второй половины среднего неоплейстоцена и в него врезаются 60–80-метровые «казанцевская» аллювиально-морская и четвертая надпойменная озерно-аллювиальная террасы (конец среднего–начало позднего неоплейстоцена). Графически авторская точка зрения отражена на рис. 1, демонстрирующем «первоначальный» (до внесения исправлений) вариант рисовки северо-западной четверти карты.

Ханмейский гляциофлювиал (fShn) получил наибольшее развитие в Кожимско-Щучинском районе – преимущественно в бассейнах рек Ханмей, Харбей, Лаптаёган, Лонготъёган, Большой Сандибей, Малый Сандибей, Малый Харбей и др.; небольшим «языком» он заходит в пределы Ямало-Гыданского района [68]. Его образования слагают, как правило, гряды (озы) и холмы (высотой до 15 м), ориентированные в направлении стока ледниковых вод; к востоку от слияния рек Харбей и Лаптаёган образуют широкий (до 3 км) прерывистый шлейф протяженностью с запада на восток около 25 км. Подразделение сложено главным образом сероцветными разнозернистыми полимиктовыми песками с прослоями и линзами суглинков, супесей, редко алевритов, с включениями галек и валунов. Для отложений характерна в целом слабая сортировка обломочного материала, хотя встречается и локальная «сгруженность» обломков с образованием гнезд и линзочек, реже пропластков и слоев мощностью до 1,2 м. Планпараллельные текстуры обычно не наблюдаются, но иногда (левобережье рек Лонготъёган, Лаптаёган, Харосаим) заметна нечеткая тонкая горизонтальная, косая, диагональная или перекрестная слоистость. В разрезах часто отмечаются прослои льда или льдистых пород, иногда встречаются древесные обломки, обугленные растительные остатки. На участках, где описываемые отложения залегают на ханты-мужинской толще, вскрывается констративно наслоенный, состоящий из двух циклотем преимущественно песчаный разрез; в основании верхней пачки (до 7 м) там залегает базальный слой гравийных песков с галькой и валунами. Мощность ханмейского гляциофлювиала – 4–15 м.

Прямых доказательств времени формирования таксона (как и вышеописанной одноименной морены) нет; оно принято в соответствии с серийной легендой (автономным фрагментом Полярно-Уральской СЛ-200 в ее составе), а также фигурирует в ранее подготовленных к изданию комплексах среднемасштабных карт [67, 68]. По мнению Ю. П. Черепанова (одного из авторов записки), возраст оледенения может быть гораздо древнее, чем поздненеоплейстоценовый («зырянский»), так как и других серьезных доводов в пользу последнего, помимо субъективных палеогеографических реконструкций, выполненных некоторыми исследователями [9, 10, 13], пока не найдено. Пищу для сомнений дают следующие факты и соображения: а) «ханмейские» ледниковые и гляциофлювиальные отложения

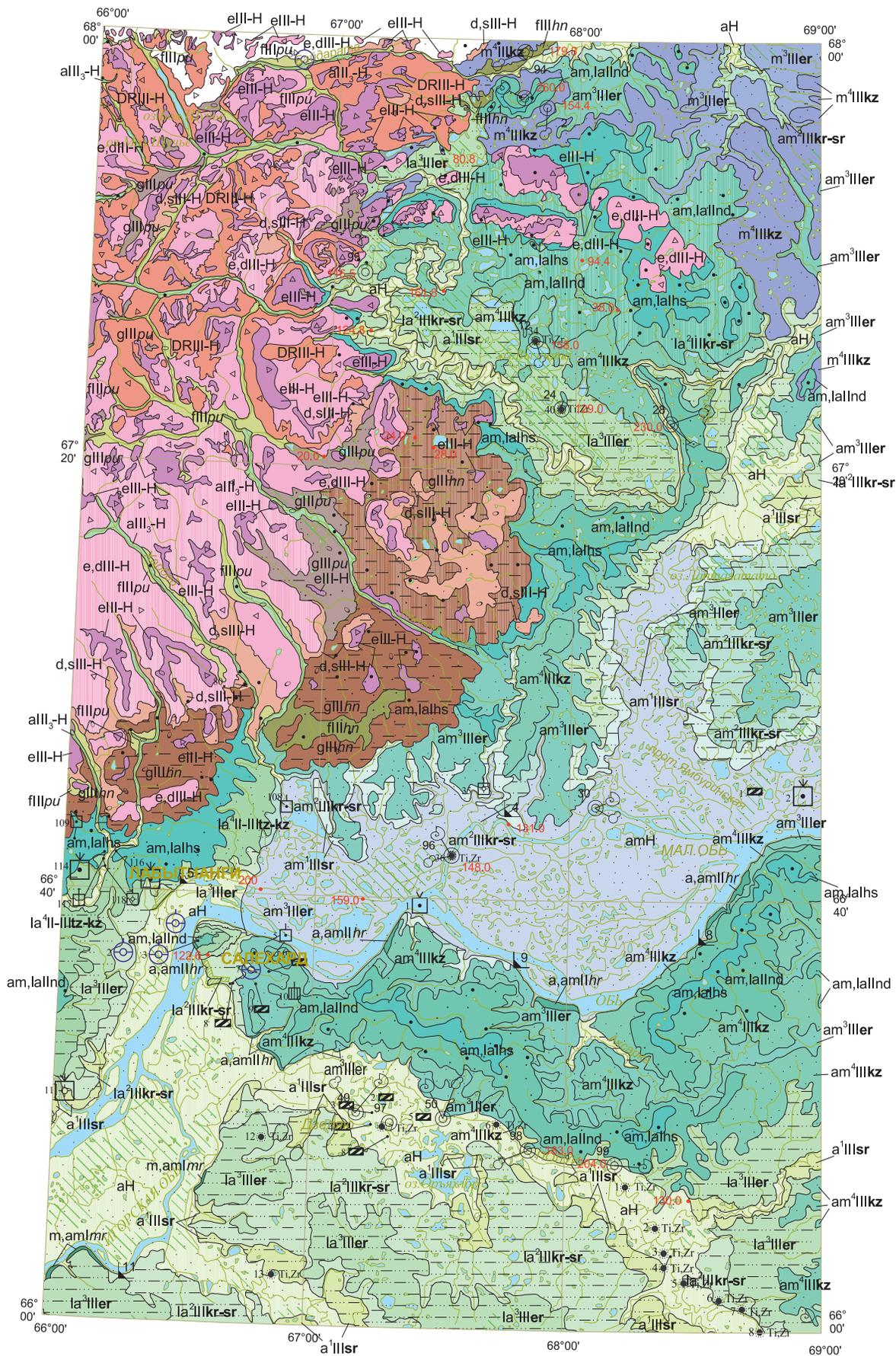


Рис. 1. Соотношения ханмейской морены с синхронными лимноаллювием, аллювиомаринием и маринием ермаковского горизонта на северо-западе территории листа Q-42. Фрагмент авторского варианта карты плейстоцен-четвертичных образований масштаба 1:1 000 000 (условные обозначения – в прил. 6 блока графических материалов комплекта).

нигде на территории не подстилаются подразделениями моложе эоплейстоценовых; б) облик осадков не характерен для молодых морен и больше напоминает образования раннечетвертичных долинных ледников других горных систем; «ханмейские» породы педимента по степени выветрелости обломочного материала нередко принимаются [67] за элювий (современные коры выветривания); в) требуют объяснения возможность и способ транспортировки грубообломочного материала из осевой части Полярного Урала непосредственно в эоплейстоценовые диамиктоны ханты-мужинской толщи при том, что сравнительно древние (хотя бы среднеэоплейстоценовые) террасовые комплексы в горной части площади листа не установлены. Таким образом, вполне оправданным выглядит допущение идеи, высказанной примерно в одно время (1950–1960-е годы) А. И. Поповым, В. А. Зубаковым и Г. И. Лазуковым о синхронности в начале плейстоцена горно-долинного (или горно-сетчатого) оледенения Урала и максимальной «западно-сибирской» трансгрессии.

Каргинский–сартанский горизонты. Лимноаллювий второй надпойменной террасы (Ia<sup>2</sup>IIIkr-sr). Подразделение широко распространено на востоке и юге площади листа (бассейны рек Обь, Полуи, Ярудей); в долины малых водотоков заходит «лиманообразно», плавно сопрягаясь с их днищами. Диапазон абсолютных высот поверхности составляет 25–40 м; по отношению к третьему уровню вторая надпойменная терраса характеризуется вложенно-прислоненным залеганием, в ложе цоколя вскрываются ниже-среднеэоплейстоценовые и палеогеновые породы. В строении осадочного ритма рассматриваемого стратона участвуют две пачки. В основании нижней из них («аллювиальной») залегают среднезернистые пески с примесью гравия и гальки кристаллических пород, глинистых окатышей, нередко линзовидные скопления (до 0,3 м) «грубого» материала и обломков древесины. В верхней половине разреза преобладают мелкозернистые и алевритовые пески с прослоями или линзами суглинков и супесей. Слоистость изменяется (снизу вверх) от мелколинзовой и диагональной до полого-волнистой и параллельной. Местами в составе русловых накоплений присутствуют слойки, обогащенные растительными остатками, и линзы (до 1 м) аллохтонного торфа. Верхняя пачка («озерно-аллювиальная») сложена суглинками, супесями, алевроглинами и песками, окрашенными в серый и темно-серый цвет, нередко с зеленоватым или голубоватым оттенками. Текстура чаще параллельнослоистая (до ленточной) или однородная; слоистость подчеркивается тонкими пропластками пылеватых алевритовых песков или алевритов. Верхняя часть террасы по объему преобладает над нижней. Контакт с последней обычно четкий (иногда резкий), сопровождающийся горизонтом конвективных деформаций с внедрением «глинистых клиньев» (до 0,5 м) в подстилающие русловые пески. Мощность подразделения террасы на площади листа колеблется в широких пределах – от 4 м (в малых долинах) до 25 м (возможно, и более) у крупных.

В верхней пачке известны находки ископаемых пресноводных моллюсков, остракод, диатомей, свидетельствующие о «межледниковых» климатических условиях и преимущественно застойном характере бассейна

седиментации [331]. Отложения характеризуются лесными спорово-пыльцевыми спектрами, в которых основной объем составляют ель, сосна, кедр; присутствует также пыльца лиственницы, пихты и березы [406]. Среди хвойных пород преобладает *Picea* sp., реже встречается пыльца *Pinus silvestris*, среди лиственных – *Betula* sect. *Albae* и *Alnus*; переотложенные формы отсутствуют. Подобный состав СПК, характерный для каргинского горизонта, позволяет говорить о том, что во время формирования осадков территория была покрыта смешанными лесами, а климат был умеренно холодным. OSL-методом на «Игорской Оби» для пород этого таксона, трактуемых [14] как «верхнеплейстоценовые эоловые покровные пески и лёссовидные алевриты», сверху вниз по разрезу получены следующие значения возраста (тыс. лет):  $89 \pm 5$ ,  $82 \pm 6$ ,  $73 \pm 5$ ,  $72 \pm 4$ . Вторая надпойменная терраса общепризнанно считалась «каргинской», позднеплейстоценовой. В материалах РСС-2000 верхняя возрастная граница на основании радиоуглеродных датировок (18–20 тыс. лет) сдвинута в начало сартанского времени.

Каргинский–сартанский горизонты. Аллювиомариний (дельтовые, ваттовые, эстуарные отложения) второго террасового уровня ( $am^2IIIkr-sr$ ). Стратон развит в Ямало-Гыданском и Салехардско-Тазовском районах, поверхность его прослеживается в долине Надымской Оби в диапазоне высот с абс. отм. 13–35 (до 40) м. По отношению к таксонам третьего уровня он характеризуется вложенно-прислоненным залеганием. В разрезе выделяются две пачки: нижняя (аллювиальная) – преимущественно песчаная (до 15 м); верхняя (эстуарно-морская) – песчано-глинистая (до 20 м). В основании нижней пачки почти повсеместно установлен базальный горизонт разнозернистых песков с гравием и галькой. В верхней пачке доминируют алевритовые пески, суглинки, супеси, вмещающие прослои алевритов, слойки, обогащенные фитодетритом и черным торфом; в ее основании часто присутствуют ленточные алевроглины. Отложения характеризуются горизонтальной, волнистой и косой слоистостью. В песках встречаются остатки морских моллюсков и усоногих раков, доказывающие эстуарно-морской генезис осадков. Из нижней пачки террасовых образований на правом берегу р. Юрибей вблизи устья р. Сохонтосе (юго-восточная часть Ямала) Н. Г. Смирновым отмыты костные остатки грызунов, в том числе *Lepus* sp., *Dicrostonyx guiliemi* Sanford и *Lemmus sibiricus* Kerr, типичных для тундровой зоны. Здесь же встречены *in situ* фрагменты костей позднего мамонта, шерстистого носорога и лошади, а также остатки жуков *Pterostichus* (*Cryobius*) sp., *Lepyryus? nordenskjoldi* Faust. По фауне вмещающие породы датируются поздним неоплейстоценом. Радиоуглеродные даты, полученные по остаткам трав из отложений этой террасы – 25 800 и 30 400 лет; тем же методом при ГДП-200 установлено значение возраста  $29\,260 \pm 410$  лет. Мощность подразделения местами достигает 20 м.

Полярноуральская морена ( $gIIIpu$ ) горно-долинного оледенения локализована в Кожимско-Щучинском районе. Представлена «основной» и «краевой» разновидностями, картируемыми в зоне кряжа отдельными грядами и полосами в бортах троговых долин; кроме того, морена формирует шлейфы различной площади вокруг подножий возвышенностей

современного низкогорного рельефа. Отложения представлены плотными буровато-коричневыми или темно-буровато-серыми суглинками и супесями, цементирующими грубообломочный материал (щебнь, валуны, глыбы), а также линзы жильного льда; содержание псефитовых обломков достигает 60%, размер их – от 5 см до 3 м в поперечнике, окатанность низкая. Минеральный состав подразделения разнообразен и определяется в основном породами цоколя, слагающими склоны речных долин в их истоках и на пути движения ледника. Описанные образования были отнесены В. К. Хлебниковым (1952) ко второй (сопкейской) стадии зырянского оледенения. Здесь уместно повторить сказанное выше: «сопкейская гряда» сложена хановейскими диамиктонами, охарактеризованными фауной фораминифер, а также перекрывающей их надымской толщей регрессивных песков самаровского–тазовского горизонтов). Мощность стратогена – от 15 до 20 м. Возраст условно принимается по прислонению к морене аллювия нижних надпойменных террас, что соответствует полярноуральскому (сартанскому) времени.

Полярноуральский гляциофлювиал (*fШру*), развитый в том же районе, здесь имеет сравнительно небольшое распространение в пределах кряжа (на абс. отм. от 90 до 380 м), слагая зандровые поля, шлейфы и отдельные конусы выноса, обычно приуроченные к долинообразным понижениям, наследуемым современными водотоками; местами замещает одноименную морену в прибортовых частях. Наиболее обширные по площади участки водно-ледниковых отложений закартированы в бассейнах рек Лонготъган, Большой Харбей, Большой Ханмей, Немур-Юган, Щучья [68]. Стратоген представлен супесями, гравийными галечниками, дресвяниками с глыбами, серыми разнородными песками с мегакластами (до 50%). Характерны низкая степень сортировки обломочного материала и локальная сгруженность его с образованием «крупнообломочных» линз и гнезд, хаотически распределяющихся по разрезу. Часто отмечаются прослои льда, иногда встречаются древесные фрагменты и обугленные растительные остатки, шишки, а также аллохтонный торф. Петрографический состав обломочного материала соответствует породным комплексам местного окружения. Мощность отложений – до 15 м. Их возраст принимается условно с учетом геоморфологической позиции и соотношений с прислоненным аллювием нижних надпойменных террас, датированным по комплексу органических остатков.

Сартанский горизонт. Аллювий первой надпойменной террасы ( $a^1Шsr$ ). На площади листа развит во всех районах, доминируя в бассейнах рек Обь, Полуи, Юрибей и их крупных притоков; отложения картируются узкими протяженными полосами с «вложенно-наложенным» или «прислонено-вложенным» залеганием по отношению к осадкам второго террасового уровня. Максимальная относительная высота террасы находится в пределах 8–12 (до 15) м у крупных рек, закономерно уменьшаясь в долинах притоков и к верховьям водотоков всех порядков. Аллювий сложен всеми фациями типично речных накоплений: пойменной (половодной), русловой и старичной. С поверхности залегают половодные осадки мощностью 2–5 м; они представлены суглинистыми или

супесчаными илами (часто перемежающимися) с прослоями пылеватых алевритовых песков или песчаных алевритов. Слоистость в них тонкая параллельная, нередко встречаются знаки симметричной волновой ряби. В обнажениях наблюдаются криогенные текстуры, в том числе псевдоморфозы по ледяным жилам (до 2 м).

Под отложениями полевой пачки залегают русловые и старичные накопления. Русловые фации выполнены песками с прослоями и линзами супесей, суглинков, аллохтонного торфа, скоплениями галечных гравийников над нижним эрозионным контактом. Среди старичных осадков преобладают обычно неслоистые плотные иловатые суглинки с прослоями супесей и мелкозернистых песков; породы обычно содержат стебли трав, веток, стволы деревьев, а также погребенные почвы болотно-глеевого типа; обильны стяжения и конкреции вивианита. Мощность аллювия первой террасы – до 17 м. Спорово-пыльцевые спектры на сопредельной территории [331] в целом отражают лесной тип растительности, но, наряду с сингенетичными криогенными проявлениями, позволяют предполагать климатическую обстановку несколько более суровую, чем современная. По материалам радиоуглеродного датирования, формирование первой надпойменной террасы происходило в интервале 9,7–15 (20) тыс. лет.

**Сартанский горизонт.** Аллювиомариний первого террасового уровня ( $am^1III_{sr}$ ) выделяется в Ямало-Гыданском и Салехардско-Тазовском районах, развит фрагментарно по берегам Обской губы. Выполнен преимущественно мелкозернистыми или алевритовыми песками, а также глинистыми супесями; породы горизонтально- и волнистослоистые, очень часто с текстурами прибрежной ряби волнения или течения. Местами в основании залегает слой песков с гравием (или щебнем), вымытым из подстилающих глин и суглинков. В пробе из средней части слоистых («лагунных») торфянистых супесей, слагающих рельефообразующую часть первой террасы (высотой 10 м) за пределами площади (лист R-42) С. К. Кривоноговым определен автохтонный комплекс карпоидов, свидетельствующий о климате, существенно более благоприятном, чем современный, и ландшафтах низинных моховых болот среди лесотундры или южной части тундры. Там же получена радиоуглеродная дата ( $^{14}C$ ) в 15 000 лет. Мощность отложений составляет 10–15 м.

## ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

**Делювий и солифлюксий (d, sIII–H) развиты на склонах современной крутизны в пределах кряжа и восточных предгорий (Кожимско-Щучьинский район).** Отложения представлены суглинками, песчанистыми и глинистыми алевритами с мелким щебнем и дресвой, реже с плохоокатанными гальками и валунами. Содержание псефитовых обломков изменяется от 10 до 50%. Литологический состав образований в значительной мере зависит от состава местных коренных пород. Мощность делювиальных и солифлюкционных отложений достигает 3 м.

Коллювий и солифлюксий (с фациями делювия), десерпций (DRIII–H) локализуются в горной части территории; слагают

крутые и (отчасти) средней крутизны склоны хребтов, моделированные экзарационными и эрозионными процессами. Картируемое подразделение образовано щебнем, дресвой, реже глыбами в суглинистом или супесчаном заполнителе. Генезис отложений определяется совместным действием гравитационных и криогенных процессов, что обуславливает постепенное перемещение обломочного материала вниз по склонам. Мощность таксона – до 6 м.

Элювий и делювий (е, dIII–H) широко распространены в пределах кряжа и педимента на водораздельных пространствах и пологих денудационных склонах. Выделяются в Кожимско-Щучинском и Салехардско-Тазовском районах. Отложения представлены суглинками, реже супесями с дресвой, щебнем, иногда мелкими глыбами пород коренного субстрата. Мощность подразделения – до 3 (редко до 5) м.

Элювий (eIII–H) выделен в пределах Урала и ближайшего Зауралья на выположенных площадках водоразделов, обычно совпадающих с реликтами древних поверхностей выравнивания. На прочных метаморфических и магматических породах (кварцитопесчаники, кварциты, риолиты, долериты, гипербазиты и др.) образуется «грубый» глыбово-щебнисто-дресвяный элювий, на слабоустойчивых (сланцы различного состава, песчаники и т. п.) – более мелкий дресвяно-супесчано-суглинистый. Мощность отложений не превышает 3 м.

Аллювий поймы, первой и второй надпойменных террас нерасчлененный (aIII<sub>3</sub>–H) выделен по долинам рек в горной и подгорной частях территории листа. Ширина площадок террас обычно составляет десятки метров, иногда достигая 300 м. Их поверхность ровная плоская, иногда заболоченная. Террасы, как правило, эрозионно-аккумулятивные, редко цокольные; характеризуются вложенно-прислоненным залеганием; тыловой шов обычно перекрыт склоновыми образованиями. Подразделение сложено супесями, алевролитами, песками, гравийно-галечным материалом; для всех пород характерна примесь растительных остатков. В верховьях рек (зона кряжа) аллювий представлен валунниками, галечниками, гравийниками, разнозернистыми песками, иногда глинами; окатанность обломков различная, нередко присутствуют щебень и дресва. Пески полимиктовые, чаще крупнозернистые; в них преобладают кварц и обломки пород. В зоне педимента разрез становится более однородным, а отложения лучше сортированными; повышается окатанность обломочного материала, снижается выход тяжелой фракции. Мощность «объединенного» аллювия трех террас – до 20 м. Время их образования отвечает здесь не всему позднему неоплейстоцену, а лишь его части, ограничиваясь снизу невянским (для Урала) и синхронным каргинским (для Западной Сибири) горизонтами.

## ГОЛОЦЕН

Аллювий пойменных террас и русла (aH) объединяет речные накопления высокого и низкого уровней современной поймы, а также косовые и придонные осадки. Таксон выделяется преимущественно

в равнинной части территории, широко распространен во всех районах Западной Сибири. Строение наиболее полных разрезов поймы почти однотипно. Основные различия заключаются в неодинаковой мощности «половодной» пачки, максимально развитой (до 5 м) на высокой пойме и нередко отсутствующей у нижней. Половодные фации представлены супесями, суглинками, иловатыми глинами, реже алевритами и алевритовыми песками; для них характерны гумусовые и оторфованные горизонты, отождествляемые с почвами «болотно-старичного типа», а также тонкие линзы растительной трухи. В отличие от первой надпойменной террасы осадки пойм характеризуются более тонкодисперсным составом и отсутствием в кровле нормального почвенного слоя; слоистость тонкая параллельная (параллельноволнистая), иногда со знаками ряби волнения. Русловой аллювий залегают под половодными и старичными накоплениями, а в границах низкой поймы фактически полностью слагает ее разрез. Вверху наблюдаются алевритовые и мелкозернистые пески с частыми прослоями суглинистых, супесчаных, алевритовых илов; нижняя часть русловых отложений обычно выполнена средне-, крупно- и разнозернистыми песками. Пристречные литофации содержат линзы супесей, суглинков, алевритов, торфа; в них нередко растительные остатки, обломки древесины, рассеянные гравий и галька. Мощность линз гравийно-галечных валунников в базальном слое поймы обычно не превышает 2 м. Слоистость в русловых фациях изменяется (сверху вниз) от параллельной (субгоризонтальной), косоволнистой и косой до диагональной и линзовой. Старичный аллювий, вложенный в русловые накопления, представлен суглинисто-супесчаными илами и мелкозернистыми песками (часто глинистыми) с растительными, в том числе древесными остатками, торфом. Максимальная мощность пойменного и руслового аллювия – 30 м. Данные речные отложения находятся в стадии формирования, которое, согласно радиоуглеродным датировкам, началось около 9,7 тыс. лет назад. Возраст их общепризнанно считается голоценовым.

Аллювиомариний (дельтовые, пляжево-эстуарные отложения) (amH) характеризует лайды и дельты крупных рек, закартированные в долине Надымской Оби. Отложения представлены песками (в разной степени глинистыми) с линзами и прослоями буровато-серых и бурых (за счет растительного детрита) супесей, ленточных алевритов и глин, суглинков. Мощность их – до 22 м.

Современные ледниковые образования на карте (из-за малой площади контуров) не показаны. Они установлены [67, 68] в большинстве каров и в нивальных карообразных воронках на участках низкогорного «альпинотипного» рельефа; представлены небольшими по размеру (до 50 м в поперечнике) телами морены. Последние формируют невысокие мелкие холмы, валы и скопления перед краем современных каровых ледников и многолетних снежников, сложены глыбами, щебнем и дресвой в суглинисто-супесчаном заполнителе. Отложения характеризуются плохой сортировкой (или отсутствием таковой), неокатанностью грубообломочного материала. Мощность их достигает 7 м.

*Покровные торфяники* (палюстрий). В качестве стратиграфического подразделения на карте не выделяются (показаны наложенной штриховкой). На площади листа они широко распространены на всех уровнях рельефа, часто маскируя разделяющие уступы. Представлены торфом, формирующим небольшие залежи низинного и верхового типов; главными его разновидностями являются гипновый, осоковый, реже сфагновый слабой степени разложения; местами торф включает тонкие прослойки минерального осадка. Мощность палюстрия составляет в среднем не более 2 м. Возраст его, согласно имеющимся радиоуглеродным датам (от 3440 до 9650 лет), считается голоценовым.

---

---

---

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные магматические образования на территории листа Q-42 представлены позднепротерозойскими, палеозойскими и триасово-юрскими комплексами ультраосновного, основного, среднего, кислого составов. Они формируют на современном эрозионном срезе многочисленные субпластовые тела, массивы, штоки и дайки, картируемые в горной части Уральской складчатой системы. Из-за мелкого масштаба карты, на геологической карте показаны наиболее важные магматические тела.

### Позднепротерозойско-раннекембрийские интрузивные образования

**Васькеуский комплекс метагаббро-метадолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta'RF_3?v$ ) объединяет метагаббродолериты, метадолериты, метагаббро, формирующие мелкие штоки, дайки и силлы среди гнейсов и амфиболитов Харбейского комплекса [201, 383]. Размещение их, как правило, контролируется системой субширотных структур. Дайки и силлы мощностью в 5–10 м прослеживаются по простиранию до 300 м. Размеры штокообразных тел колеблются в пределах от 0,05–0,5×0,01–0,2 км до 0,7×0,25–0,5 км. Контакты интрузий обычно субсогласные с вмещающими образованиями, реже секущие. Это плотные мелкозернистые породы темно-зеленого цвета; текстура их массивная, реже полосчатая; структура тонкозернистая порфириовидная. Минеральный состав (%) – роговая обманка (40–70), плагиоклаз (андезин) (30–50), эпидот (до 10); акцессорные – ильменит, магнетит, гематит, апатит, гранат. По содержанию щелочей породы комплекса отвечают группе габброидов нормальной щелочности, с преобладанием натрия над калием. Редкоземельные элементы характеризуются содержаниями, близкими к хондритовым, и имеют слабовыраженный отрицательный характер вариационных кривых ( $La/Yb = 2,16–2,32$ ), вплоть до выполаживания ( $La/Yb = 0,88$ ). Европиевый минимум практически не выражен ( $Eu/Eu^* = 0,78–0,99$ ). Сумма P3Э колеблется в пределах от 40,35 до 185,47 г/т. По своим геологическим, петрографическим, петрохимическим и отчасти геохимическим особенностям породы васькеуского комплекса стоят ближе к траппам древних платформ [91] и относятся к габбродолеритовой формации. Таксон может быть скоррелирован с однотипными по составу, возрасту и глубине формирования другими комплексами Урала – инзерским, верхнемазаринским, ишеримским, кыквомшорским.

Последние обычно связываются с «режимом активизированной платформы», существовавшим в регионе в начале позднего рифея. С габброидами связаны проявления медно-титаномагнетитовой минерализации. Тела васькеуского комплекса прорывают ханмейхойскую и лаптаюганскую свиты и не зафиксированы среди перекрывающих последнюю париквасьшорских отложений. Возраст комплекса условно принимается позднерифейским на основании расположения этих тел среди метаморфических образований, и модельного возраста в 982 млн лет (при  $\epsilon Nd + 8$ ), полученного Sm-Nd методом по плагиоклазу, амфиболу в породе в целом [325].

**Немурюганские субвулканические образования** представлены малыми интрузиями долеритов ( $\beta RF_3nm$ ) и (крайне редко) риолитов ( $\lambda RF_3nm$ ), локализованных в метавулканогенно-терригенных образованиях немурюганской свиты позднего рифея. Долериты образуют два морфологических типа интрузий – изометричные или овальные в плане тела (некки, штоки) размером до  $1,5 \times 3$  км и дайки протяженностью 0,2–1 км при мощности от 1–2 м до десятков метров. Риолиты образуют овальные или вытянутые в плане тела размером от  $20 \times 30$  до  $20 \times 100$  м, согласные со слоистостью вмещающих пород. В подавляющем большинстве экзоконтактные части интрузий сорваны, часто образуют зоны брекчий, нередко с ореолами скарнирования. Долериты обладают порфирированной, гранонематобластовой структурами. Вкрапленники (2–5 мм) сложены андезином (№ 35–45) и лабрадором (№ 45–55) и составляют от 15–25% до 40–50%. Минеральный состав (%): плагиоклаз (40–60), авгит (до 10), акцессорные – титанит (1–5), магнетит, гематит, мартит, пирит, лимонит, ильменит, рутил, анатаз, пирротин, апатит, барит, арсенопирит, гранат. Риолиты обладают сланцеватой текстурой (унаследовавшей первичную флюидалность), структура тонкозернистая, гранобластовая, порфиробластовая, лепидогранобластовая. Породообразующие минералы (%): кварц – 75–80, мусковит – 10–20, альбит – 3–10, эпидот – 1–3, калиевый полевой шпат; акцессорные: титанит – до 1, апатит, гематит, магнетит, пирит, циркон, корунд, ортит, аурипигмент. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации; они относятся к «контрастной» серии нормального ряда с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности. Для них характерно преобладание закисной формы железа, что свидетельствует о субмаринных условиях формирования. Металлогеническая специализация немурюганских субвулканических образований определяется появлением в них медной (с молибденом) сульфидной минерализации. Возраст их принимается позднерифейским на основании комагматичности их с вулканитами фаунистически охарактеризованной немурюганской свиты позднего рифея.

**Харбей-собский (крестовский) комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый** распространен на западе Харбейско-Марункеуской СФЗ, где представлен массивами и небольшими штоками габбро ( $\nu RF_3hs_1$ ), диоритов и кварцевых диоритов ( $\delta RF_3-V_1hs_2$ ), гранодиоритов ( $\gamma \delta RF_3-V_1hs_2$ )(?) прорывающих протерозойские стратифицированные метаморфиты. Ранее они рассматривались в составе не только харбейско-собского (крестовского), но и других комплексов [201, 383, 409]. Интрузивные тела залегают субсогласно с вмещающими породами. Форма их преимущественно лин-

зовидно-пластовая. Все контакты с вмещающими породами тектонические. На контактах наблюдаются сланцеватые эпидот-хлорит-карбонатные с амфиболом и стильпномеланом породы. Размеры массивов габбро и диоритов колеблются в пределах от 0,5–1,0×0,02–0,2 до 5–7×0,8–2,5 км. Тела гранодиоритов прослеживаются на первые сотни метров при мощности первые десятки метров. При этом большинство массивов окружено группой более мелких тел, в сопровождении ареалов интрузивных брекчий, являющихся их апофизами. Исключение составляет Бадьяюганский массив метагаббро, имеющий протяженность более 25 км. Породы претерпели интенсивный метаморфизм и на отдельных участках превращены в плагиоклаз-амфиболовые гнейсовидные породы (матагаббро, метадиориты) [191]. Формирование комплекса проходило в две фазы. В первую сформировались интрузии габбро, во вторую диориты и кварцевые диориты, гранодиориты.

Габбро имеет офитовую структуру, минеральный состав (%): плагиоклаз (лабрадор) – 50–55, роговая обманка (по пироксену) – 35–40, кварц – до 3–4; акцессорные – апатит – до 5, магнетит, ильменит, титанит, циркон. Диориты и гранодиориты характеризуются порфирированной (во вкраплениях плагиоклаз) структурой с элементами порфиробластовой и графической. Темноцветные минералы представлены вторичными амфиболами с реликтами клинопироксена и биотитом. Акцессорные минералы: апатит – до 2–3%, магнетит, ильменит, циркон. Метадиориты северной части Бадьяюганского массива (левобережье р. Большой Харбей) представлены бластокатаклазированными породами с реликтами гипидиоморфнозернистой структуры. Вещественный состав пород обычен для диоритов. Породы комплекса относятся к нормальному по щелочности ряду натриевого типа. Степень окисленности железа низкая, что свидетельствует о глубинных условиях их образования.

Гранодиориты харбей-собского комплекса соответствуют А-типу. Габбро характеризуются отчетливой специализацией на Ag, U и Be, для диоритов и гранодиоритов показательна специализация на Te, Os, Ir, Au (Кк от 10 до 100). В распределении РЗЭ в гранодиоритах и диоритах наблюдается преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Европий ведет себя неоднозначно, что выражается как в минимумах, так и в очень слабых максимумах. С породами второй фазы парагенетически связаны проявления медно-железородной скарновой (Немурюганское) и месторождения шеелит-молибденитовой жильной грейзеновой (Харбейское месторождение) рудных формаций. С ними пространственно ассоциируют урановые проявления. Породы комплекса относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Результаты, полученные U-Pb методом на SHRIMP-II по цирконам из двух проб метадиоритов Бадьяюганского массива, показали следующие возраста: датирование ядерной части кристаллов – 668–680,9 млн лет, в темных краевых частях зерен – 662–680,4 млн лет. Конкордантный возраст по всем точкам составляет 671,3±3,8 млн лет. Содержания радиоактивных элементов низкие (г/т): U = 141–248, Th = 120–316, отношение Th/U = 0,83–1,42 высокое [132]. В другой пробе значения возрастов распределились в узком интервале времени – 638–664 млн лет для точек из центральных частей зерен

и 648–683,8 млн лет для точек измерения краевых частей. Для всех точек получен конкордантный возраст  $662,8 \pm 6,4$  млн лет (прил. 7). Содержания радиоактивных элементов низкие (г/т):  $U = 149\text{--}388$ ,  $Th = 140\text{--}233$ , отношение  $Th/U = 0,71\text{--}1,33$  [132]. Позднерифейско-ранневендский возраст комплекса принят на основании изотопных определений.

**Позднелядгейские субвулканические образования** ( $\lambda V_2/d_2$ ) представлены дайкообразными и линзовидными телами мелкопорфировых риолитов, комагматичных эффузивам лядгейской свиты. Они локализованы среди вулканогенно-терригенных образований бадамельской серии и приурочены к узлам пересечения крупных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Протяженность даек достигает 1–2 км, при мощности до первых десятков метров. Риолиты имеют микрофельзитовую основную массу (50–60%) с реликтовой сферолитовой структурой, сложенную агрегатом калиевого полевого шпата и альбита, с примесью тонкочешуйчатого серицита и пылевидного рудного минерала (гематит, лейкоксен). Порфиновые вкрапленники (до 50%) состоят (%) из кварца (10–30), плагиоклаза (10–35), калиевого полевого шпата (5–10), биотита (до 1). Акцессорные минералы – магнетит (до 1%), ильменит, титанит, рутил, циркон, монацит, гранат, апатит. Риолиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, незначительно окварцованы, карбонатизированы, содержат ксенолиты вмещающих пород. Кислые субвулканические образования принадлежат к умереннощелочному ряду при калиево-натриевом типе щелочности, отличаются соотношением  $Th/U = 5$  и наибольшими концентрациями Rb (200 г/т) и Sr (20 г/т). Возраст их принимается поздневендским на основании изотопных датировок (U-Pb метод на SHRIMP-II, ВСЕГЕИ), варьирующих в интервале 555–547 млн лет [263]. Следует отметить: судя по присутствию в лядгейской свите базальтов, не исключено, что среди субвулканических образований есть и долериты, ошибочно отнесенные к палеозою.

**Евьюганский (гердизский) комплекс метагранитовый** ( $\gamma V_2\text{--}C?e$ ) объединяет разнообразные метаграниты, метааляскиты, реже метаплагиограниты и гнейсограниты (g $\gamma$ ), картируемые в полях развития метаморфических образований ханмейхойской, лаптаюганской, париквасьшорской свит [191] и марункеуского амфиболит-гнейсового комплекса. Ранее эти гранитоиды картировались под названием полярноуральского или харбейского магматических комплексов [23, 127]. В. А. Душиным и др. [67, 68] эти образования разделены на два магматических комплекса: раннепротерозойский евьюганский мигматит-плагиогранитовый и вендско-раннекембрийский сядатаяхинский гранитовый [325]. Учитывая новые (вендско-кембрийские) изотопные датировки, полученные нами из жильных тел плагиогнейсо-гранитов, они рассматриваются нами в составе единого комплекса, за которым сохраняется название «евьюганский». Таксон представлен телами трех морфологических разновидностей: 1 – пластообразными залежами полосчатых и тонкополосчатых, часто порфиробластических гнейсогранитов (мигматитов?), вытянутых на 3–5, иногда 10–15 км, при мощности 0,5–1 км; 2 – сложными зонами жил и прожилков плагиогнейсо-гранитов мощностью до 200–300 м с максимальным размером

тел  $0,75 \times 2$  км; характерно обилие жильных тел по периферии массивов; 3 – вытянутыми телами метагранитов площадью обнаженной поверхности до  $70 \text{ км}^2$ , занимающих обычно апикальные части купольных массивов. В сторону экзоконтакта они сменяются полосчатами, за счет чередования с породами субстрата, гранитами (гнейсо-гранитами и плагиогнейсогранитами), развивающимися по вмещающим амфиболитам, эпидот-амфиболовым и амфибол-хлоритовым сланцам. В основном комплекс образован *Евьюганской* группой массивов, формирующих конкордантную субкольцевую структуру размером  $13 \times 16$  км, сложенную тремя массивами Западно-, Южно- и Восточно-Евьюганским [67, 282].

Севернее находится *Гердизский массив* ( $15 \times 6$  км), вытянутый в северо-восточном направлении согласно общему простиранию складчатых структур. На востоке и северо-востоке массив сопровождается согласно залегающими апофизами, образующими совместно с вмещающими породами сложный полосчатый инъекционный комплекс с широким развитием гибридных пород, трактуемых как мигматиты (гранитогнейсы) гранодиоритового и диоритового составов [191].

Подобные породы плагиогранитового состава развиты преимущественно по периферии массива, залегая в виде ветвящихся прожилков, реже жил мощностью  $0,1-0,15$  м. В сторону экзоконтакта они постепенно сменяются эпидот-амфиболовыми, амфибол-хлоритовыми сланцами и амфиболитами. Подобные соотношения наблюдаются в телах Лаптаюганского купола и массивах Ступенчатый, горы Чёрная, Изъятинский и др. Гранитоиды и вмещающие их эпидот-амфиболовые сланцы и амфиболиты не имеют резких границ. Полосчатые граниты, развитые обычно по периферии тел, постепенно сменяются в сторону внутренней части интрузий метагранитами. В состав комплекса включены также Большесандибейский, Малосандибейский (прил. 7) и Унсоимский массивы (U-Pb –  $2106 \pm 23$ ;  $1217$ ;  $639 \pm 6,5$ ; U-Pb (SHRIMP-II) –  $535 \pm 26$  млн лет) [325].

Гнейсограниты и плагиогнейсограниты имеют сложный генезис и рассматриваются рядом исследователей как продукты ультраметаморфизма (гранитогнейсы–мигматиты) унаследующие, как правило, текстурные особенности субстрата; их залегание проявляется в виде согласных линзовидных и пластовых тел, и возраст их формирования не должен значительно отличаться от материнского субстрата [55]. С другой стороны, подобные полосчатые породы, образованные в результате чередования «прослоев» зеленых сланцев и пород гранитового состава с широким проявлением порфиروبластеза, широко распространены в периферийных частях массивов не только евьюганского, но и сядатаяхинского гранитового комплекса, локализованных в зеленых сланцах няровейской серии, что не может быть расценено как проявление ультраметаморфизма.

На севере Урала близким к нему по составу, формационной принадлежности и времени внедрения является целый ряд комплексов, фиксирующих заключительную («орогенную») стадию развития байкалит: лемвинский, сальнерско-маньхамбовский, вёльсовский, полярноуральский, сядатаяхинский и др. Раннепротерозойский возраст полосчатых гранитов (гнейсогранитов и плагиогнейсогранитов) основывался ранее на единичных датировках:

1,73–2,22 млрд лет, полученных Ю. И. Пыстиной Pb-Pb методом ТИЭ [208]. Позднее И. И. Голубевой по цирконам из гнейсогранитов петротипического Евьюганского массива были получены новые радиологические данные U-Pb методом на SHRIMP-II –  $497 \pm 3$  млн лет (СКВО = 0,108) и  $557 \pm 2,2$  млн лет (СКВО = 0,085), а гнейсо-граниты р. Лаптаёган показали конкордантный возраст  $487,1 \pm 2,1$  млн лет (СКВО = 0,0105). Авторами записки установлен радиологический возраст U-Pb методом на SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по цирконам из ветвящихся жильных тел плагиогнейсогранитов периферийной части Гердизского массива, в районе горы Халыпэ (872,3 м). Измерения показали конкордантный возраст –  $529 \pm 6$  млн лет (СКВО = 0,0041), близкий к датировкам, полученным И. И. Голубевой, а метаграниты на хр. Марункеу, относимые ранее к каменноугольно-пермскому полярноуральскому комплексу [325] показали возраст  $533 \pm 4$  млн лет (прил. 7). На основании новых изотопных датировок и геологических наблюдений, возраст метагранитов комплекса условно принимается поздневендско-кембрийским.

**Сядатаяхинский комплекс гранитовый** ( $\epsilon_{\text{V}} - \epsilon_{\text{1s}}$ ). Соответствующие образования рассматривались ранее в составе полярноуральского комплекса с возрастом PR<sub>2</sub>–PZ<sub>3</sub>, объединяющего латеральный ряд гранитоидных комплексов (харбейский, гердизский, нодэягинский) всего Полярного Урала [23, 72, 302]. Позднее из его состава В. А. Душиным с соавторами были выделены собственно сядатаяхинский комплекс вендско-раннекембрийского возраста и полярноуральский комплекс условно раннекаменноугольно-пермского возраста [67]. Новые радиологические датировки, полученные в последнее время, позволяют включить в состав описываемого комплекса однотипные и разновозрастные граниты «сядатаяхинского», «полярноуральского» и «лонготьюганского» комплексов. Последний выделялся как самостоятельный таксон в связи с проявлением в экзоконтактах массивов гранитоподобных метасоматитов – альбититов и квальмитов (кварц + альбит + микроклин) с промышленной редкоземельно-редкометаллической (тантало-ниобиевой) минерализацией, а также широким проявлением флюоритизации и калишпатизации, в различной степени перерабатывающих и вмещающих граниты. Эти тела рассматриваются Ф. Р. Апельциным в ранге метасоматических гранитов [7]. Характерно, что вне связи с месторождениями тантало-ниобатов, лонготьюганский комплекс не выделялся. Сядатаяхинский комплекс образован палингенными микроклин-пертитовыми лейкогранитами (аляскитами) и дайками гранитов ( $\gamma$ ), залегающими среди рифейских образований няровейской серии и немурюганской свиты, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Массивы преимущественно имеют пластообразную форму, субогласную генеральному простиранию структур. Их обычно сопровождают ореолы гранитизированных сланцев. Интрузивные контакты гранитных тел комплекса достоверно не установлены. Переходы во вмещающие породы, как правило, постепенные. Протяженность их составляет от 80 м до 2–14 км при ширине от первых метров до 400–800 м, иногда до 2 км. Граниты в различной степени претерпели метасоматическую переработку. В крупных массивах наблюдается зональность, выраженная переходом от порфиробластических гранитов

периферии к апикальной части тел, появлением хорошо раскристаллизованных гранитоподобных метасоматитов серого и серо-розового цветов, калишпат-альбит-кварцевого состава [7]. Образования комплекса относятся к гранит-лейкогранитовой формации.

*Сядатаяхинский* массив сложен арфведсонит-биотитовыми, биотитовыми и микропегматитовыми средне-, равномернозернистыми гранитами, а также гранофирами и гранит-порфирами [191]. Граниты – слаборассланцованные среднезернистые породы с признаками очковой текстуры темно-серой и розовой окраски. Для них характерно сохранение гранитовой или гипидиоморфнозернистой структуры, обусловленной развитием идиоморфного альбит-олигоклаза (№ 11–15) до 25–30%. Ортоклаз составляет 40–45%, кварц – 20–25%, биотит – 3–5%; постоянно присутствует стильпномелан [52], арфведсонит; акцессорные и рудные – ортит, эпидот, алланит, титанит, циркон, магнетит и пирит, реже апатит и лимонит. Ближе к периферии интрузии появляются новообразования микроклина по ортоклазу. Кварц повсеместно катаклазирован. Микропегматитовые и гранофировые разности образуют небольшие тела изометричной формы 50–150 м в поперечнике или множество жил мощностью 0,5–2 м.

*Ингилорский* массив рассматривался ранее в составе раннекаменноугольно-пермского полярноуральского комплекса [67]. Он образует линзообразное тело размером 0,2–0,8×6 км, расположенное среди метаморфических сланцев минисейшорской свиты, примыкает восточной частью к ГУР, по которому ультрабазиты Сыумкеуского дунит-гарцбургитового комплекса на него надвинуты. В его составе наблюдаются динамометаморфизованные розовато-серые микроклин-пертитовые, микропегматитовые разгнейсованные граниты полосчатой текстуры с хорошо выраженной крупнопластинчатой отдельностью, параллельной сланцеватости пород минисейшорской свиты. Контакты их с гранитами (аз. пад.  $145\text{--}160^\circ < 60\text{--}70^\circ$ ) резкие согласные, с признаками замещения сланцев гранитом. На периферии массива постепенно увеличивается количество сланцев и граниты из разреза исчезают. В гнейсогранитах интенсивно развиты микроклин-альбитовые и микроклиновые прожилки и жилы мощностью от 2 мм до 7 см, иногда с крупнозернистым калишпатом, замещающие гранитовую «ткань».

*Тайкеуский* массив образует пластообразную залежь, прослеживающуюся в северо-восточном направлении на 4 км, при ширине выходов до 800 м. Она падает к востоку ( $24\text{--}37^\circ$ ) и выклинивается на глубине 500–750 м. Массив сложен преимущественно среднезернистыми микроклиновыми (аляскитовыми) гранитами с переходами в лейкограниты. Граниты розовато-красной, серовато-розовой окраски, полосчатой или массивной текстуры, часто рассланцованные, с признаками порфиробластеза. Породы сложены (%) кварцем (30–35), микроклином, часто пертитизированным (до 25–30), олигоклазом и альбитом (25–30), зеленовато-белой слюдой-ферроалюмоселадонитом (4–6), присутствует биотит. Микроструктура пород катакlastическая с реликтовой гранитовой и новообразованной гранобластовой. На участках с реликтовой структурой отмечаются пертитовый калиевый полевой шпат и олигоклаз, а в измененных участках присутствует решетчатый микроклин и шахматный альбит [247, 249].

По химическому составу породы комплекса отвечают семействам гранитов и лейкогранитов. Они принадлежат к нормальным или ультракислым породам с повышенной глиноземистостью и щелочностью. Надкларковые содержания микроэлементов – Nb, Y, Yb, Mo, Sn, Bi, W подчеркивают их редкометалльную специализацию. Рудоносные альбититы и квальмиты приурочены к краевым частям массивов и к сланцам зоны экзоконтакта с обильной порфиробластической альбитизацией. С ними связаны максимальные концентрации редкоземельно-редкометалльной минерализации. К апикальной части гранитов и по восстановлению залежей альбититы сменяются альбитизированными субщелочными гранитами, а центральное положение занимают микроклиновые граниты и лейкограниты. В гранитах сядатаяхинского комплекса присутствует рассеянная вкрапленность и скопления пирита, пирротина, сфалерита и изредка молибденита. С ними связаны проявления урана, железа, секущая полиметаллическая минерализация. Изотопный возраст петротипического *Сядатаяхинского* массива был установлен: Rb-Sr методом –  $506 \pm 4,5$  млн лет и U-Pb (SHRIMP-II) методом, показавшим конкордантный возраст  $516 \pm 2$  млн лет [4] и  $544 \pm 3$  млн лет (прил. 7).

По лейкогранитам *Харбейского* массива были получены новые изотопные датировки U-Pb методом на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Измерение показало, что магматическому этапу становления лейкогранитов соответствует эндогенное событие с изотопным возрастом  $591 \pm 8,6$  и  $592 \pm 10$  млн лет (прил. 7), все последующие возрасты отвечают, вероятно, этапам метаморфогенно-метасоматических преобразований [132]. Из гранитов *Ингилорского* массива и гранитов по руч. Нягар-Нео-Шор нами получены конкордантные возрасты:  $503 \pm 5$  млн лет (СКВО = 2,7) (прил. 7) и  $533 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0,065). В бассейне р. Большая Щучья (устье руч. Лаптаяха) были продатированы лейкограниты, залегающие субсогласно среди пород минисейшорской свиты среднего рифея и относимые ранее к полярноуральскому комплексу каменноугольно-пермского возраста [325]. Датировки, полученные U-Pb методом, показали конкордантный возраст  $503 \pm 6,3$  млн лет (СКВО = 0,37) (прил. 7). U-Pb методом на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) были получены новые возрастные датировки по цирконам из гранитов Тайкеуского, Лонготьюганского и Усть-Мраморного массивов.

По *Тайкеускому* массиву получены конкордантные кластеры с возрастом  $518,6 \pm 3,9$  млн лет (СКВО = 0,29) (прил. 7),  $564,6 \pm 6$  млн лет для ядерных частей слабоизмененных зерен цирконов и  $444 \pm 10$  млн лет (СКВО = 1,6) для периферийной части зерен [246, 247]. Другими исследователями в пробах из того же массива получены значения  $525 \pm 9$  млн лет (СКВО = 14) и  $523 \pm 10$  млн лет (СКВО = 0,0031), а по другим массивам – Лонготьюганскому –  $482 \pm 8$  млн лет (СКВО = 2,2) (прил. 7),  $516,6 \pm 6,6$  млн лет (СКВО = 0,000) и  $524 \pm 8$  млн лет (СКВО = 0,3) [166, 367], Усть-Мраморному –  $524 \pm 9,2$  млн лет (СКВО = 0,5) (прил. 7). Для цирконов характерны большие и аномально высокие содержания (г/т) U = 46–2605 и Th = 224–5449, которые хорошо отражают Th/U отношения (1,2–15). Цирконы из метасоматически переработанных гранитов Тайкеуского, Лонготьюганского и Усть-Мраморного массивов весьма спе-

цифичны, и ни в каких других гранитоидных образованиях Полярного Урала не встречены. Таким образом, вендско-раннекембрийский возраст комплекса принят на основании данных изотопного датирования.

**Сядатинские субвулканические образования** комагматичны эффузивной фации сядатинской свиты; картируются в виде небольших коренных выходов и по элювиальным глыбовым развалам в западной и северо-западной частях Харбейско-Марункеуской СФЗ. Они представлены изометричными или слабо вытянутыми телами размером 0,5–1,8 км в поперечнике, сложенными габбродолеритами ( $v\beta V_2 - \mathcal{E}_{1sd}$ ), а также силлами и дайками долеритов ( $\beta$ ), реже риодацитов и риолитов ( $\lambda$ ), имеющими протяженность 0,3–2 км при мощности 1–50 м. Габбродолериты и долериты имеют массивную текстуру и мелкозернистую структуру; микроструктура порфиروبластовая, нематобластовая, нематогранобластовая, лепидогранобластовая. Порфиробласты представлены уралитом, развивающимся по пироксену. Минеральный состав (%): андезин ( $An_{35-45}$ ) – 15–50, пироксен (авгит, титан-авгит) – до 15; преобладают вторичные минералы: амфибол (тремолит, актинолит) – 25–40, хлорит – 5–45, карбонат – до 15, эпидот – 5–40, глаукофан – 1–10, стильпномелан – 5, кварц, альбит, серицит, акцессорный апатит, барит; рудные: титанит, пирит, халькопирит, магнетит, гематит. Основной плагиоклаз альбитизирован и сосюртитизирован.

Судя по широкому развитию стильпномелана и глаукофана, породы подвергались воздействию динамометаморфизма [67]. Риолиты – светло- и зеленовато-серые породы с порфировой структурой. Минеральный состав (%): кварц – 60–85, альбит – до 5, мусковит – 5–15, калиевый полевой шпат (ортоклаз) – 5–20, карбонат – 2–5, лимонит, апатит, эпидот. Порфировые вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем. Основная масса тонкозернистая, существенно кварцевого состава. Микроструктура основной массы лепидогранобластовая. Пелитизированный ортоклаз (0,4–1,5 мм) содержит многочисленные пертиты.

Габбродолериты и долериты относятся к семейству базальтов нормального петрохимического ряда толеитовой серии с натриевым типом щелочности, риолиты – к калиево-натриевому ряду. Субвулканический комплекс отнесен к базальт-риолитовой формации. Рудная специализация субвулканических сядатинского комплекса определяется бедной минерализацией сульфидов и геохимически аномальными содержаниями в них золота, меди, молибдена, цинка, свинца. Возраст их принимается условно поздневендско-раннекембрийским на основании их геологической позиции, а также согласно Западно-Сибирской СЛ-1000 и Полярно-Уральской СЛ-200.

### **Позднекембрийско-силурийские интрузивные и субвулканические образования**

**Хадатинский комплекс метатрахириолитовый гипабиссальный** ( $\tau\lambda\pi\mathcal{E}_3 - O_1h$ ) объединяет пересыщенные щелочами (ультракалиевые) в различной степени метаморфизованные риолит- и трахириолит-порфиры, прорывающие докембрийские вулканогенно-терригенные образования в

Харбейской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ [91]. Комплекс представлен Генахадатинским массивом, расположенным на правом берегу одноименного притока р. Большая Хадата. Здесь известны дайки, субпластовые и куполовидные тела мощностью 0,5–25 м, прослеженные по простиранию на сотни метров, реже на первые километры. В эндоконтактах наблюдается полосчатое строение, чередование метатрахириолитов и светлых мусковит-полевошпат-кварцевых парасланцев мощностью полос от 2 до 10 м. Метатрахириолит-порфиры обладают не вполне отчетливо выраженной флазерной текстурой. Примерно 60–70% породы сложено тонкозернистыми агрегатами калишпата, с небольшой примесью кварца. Между флазерными пленками размещаются линзы и полосы, сложенные мономинеральными агрегатами более крупнозернистого кварца (0,1–0,2 мм) или калишпата с микроклиновой решеткой, иногда в агрегате кварца встречаются редкие чешуйки мусковита и эпидота. Все минералы и их агрегаты в разной степени ориентированы согласно флазерной текстуре. Скорее всего это был кислый вулканит риолитового – трахириолитового состава с высоким содержанием калишпата (или калишпатизирован). В процессе динамометаморфизма порода испытывала собирательную перекристаллизацию и местами укрупнение зерен. Образовывались полосы, скопления кварца и решетчатого микроклина. Возможно, имел место слабый поздний метасоматоз с образованием части кварца и мусковита. Фенокристы представлены зернами кварца размером 1–2 мм, округлой изометричной формы и ортоклаза в виде неправильных зерен размером 1–3 мм, пелитизирован, с реликтами пертитов. Из аксессуарных минералов установлены циркон, магнетит, гематит. В нормативном составе риолитов доминируют ортоклаз (32–50%) и кварц (34–35%). Трахириолиты и трахириодациты относятся к калиевой, реже калиево-натриевой сериям. Образования комплекса относятся к трахириолитовой формации. Породы Генахадатинского массива интенсивно преобразованы динамометаморфизмом и представляют собой ортосланцы. С комплексом связаны золото-палладиевые и полиметаллические точечные геохимические аномалии. Нами были получены конкордантные изотопные датировки цирконов ( $n=10$ ) из метатрахириолитов комплекса U-Pb методом на SHRIMP-II, показавшие значения  $497 \pm 5,3$  Ма (СКВО-0,058) (прил. 7) и  $494 \pm 5$  Ма (СКВО – 0,045), свидетельствующие в пользу его позднекембрийского–раннеордовикского возраста.

**Трудновский комплекс пикрит-пикродолеритовый гипабиссальный** ( $\omega\beta\text{C}_3\text{--O}_1t$ ) представлен штокообразным телом, образованным пикродолеритами и серпентинизированными пикритами [201] протяженностью 1400 м при ширине 200–300 м; они прорывают среднерифейскую(?) минисейшорскую свиту (верховья руч. Трудный) в Орангском районе Восточно-Лемвинской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Контакты с вмещающими породами резкие, тектонически подорванные. Зоны эндоконтактов, как правило, подчеркиваются брекчиевидными текстурами, присутствием ксенолитов вмещающих образований. В зоне экзо- и эндоконтактов нередко отмечается сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.). Пикриты интенсивно серпентинизированы, в меньшей степени хлоритизированы и амфиболизированы; имеют гипидиоморфнозернистую,

порфиридовидную, в сочетании с пойкилоофитовой, структуры и массивную текстуру. Главные породообразующие минералы (%) – серпентин по оливину (55–60), плагиоклаз (15–25) и пироксен (15–20); второстепенные представлены роговой обманкой, биотитом; акцессорные – магнетит (3), шпинель, титанит, апатит, рутил. Пикродолериты серо-зеленые массивные, слабодисланцованные породы, часто пятнистой текстуры; структура микродолеритовая в сочетании с бластопорфириковой, нематогранобластовой с реликтами офитовой. Порфириновые выделения выделяются плагиоклазом (до 30%) лейстовидной формы, размером 0,5–4 мм и изометричными зернами пироксена (5–7%) величиной до 1 см [67]. Породы комплекса принадлежат к переходным от ультраосновных к основным разностям с несколько повышенной щелочностью и пониженной титанистостью при повышенной глиноземистости. Они рассматриваются в составе пикрит-долеритовой формации. В серпентинизированных пикритах отмечаются проявления амфибол-асбеста, представляющие минералогический интерес. Возраст пород проблематичен; на основании их сходства с однотипными образованиями саурейяхинского комплекса (листы R-42-XXXI, XXXII) и согласно Западно-Сибирской СЛ-1000, он может быть принят позднекембрийско-раннеордовикским.

**Пайпудынский комплекс риолитовый гипабиссальный** ( $\lambda\epsilon_3-O_{1p}$ ) выделен И. А. Петровой (1969 г.) из состава «доордовикских» бедамельских вулканитов; название дано по хр. Большой Пайпудынский (лист Q-41-XII). Он представлен малыми телами и дайками риолит-порфириров, реже трахириолит-порфириров, локализованных среди образований бедамельской серии и манитанырдской свиты в Усинско-Пайпудынском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Риолит-порфиры контролируются зонами крупных тектонических нарушений субмеридионального направления, опережающих Орангско-Осовейский шарьяж. Они образуют линзовидные тела протяженностью 1–2 км, шириной до первых сотен метров. Контакты с вмещающими породами отчетливо секущие, с зоной закалки или эруптивными брекчиями в эндоконтакте. Во вмещающих породах наблюдаются апофизы риолитов мощностью от 0,1 до 5 м, протяженностью в первые десятки метров. Текстура пород массивная, сланцеватая, полосчатая, реликтовая флюидальная. Структура – порфирировая, афирровая с фельзитовой криптокристаллической, аллотриоморфнозернистой основной массой кварц-полевошпатового (70–95%) или серицит-альбитового состава. Вкрапленники представлены серицитизированным альбит-олигоклазом, альбитом, пелитизированным ортоклазом и кварцем. В крупных телах от периферии к центру увеличивается степень раскристаллизации и количество вкрапленников (до 20%). Основная масса перекристаллизована, структура ее лепидогранобластовая и микрогранобластовая, реликтовая фельзитовая, микросферолитовая, микропойкилитовая. Минеральный состав (%): альбит – 45–60, кварц – 10–30, калиевый полевой шпат – 5–20; вторичные минералы – хлорит, карбонат, серицит, стильпноелан; акцессорные минералы – титанит, циркон, пирит, апатит, эпидот, турмалин, ксеноморфный ортит, изредка отмечаются гематит, галенит, магнетит, ильменит [67]. Вторичные изменения – хлоритизация,

карбонатизация и серицитизация. Породы комплекса относятся к кислым магматитам нормальной щелочности калиево-натриевого типа, реже к умереннощелочным разностям. С ними пространственно связано проявление урановой минерализации Долгожданное. Имеющиеся радиологические датировки, полученные  $\alpha$ -Pb методом – 465–445 млн лет (И. А. Петрова, 1969) и Rb-Sr методом – 550–500 млн лет (И. Л. Лучинин, 1968) согласуются с геологическими данными. Возраст риолитов комплекса, в соответствии с Западно-Сибирской СЛ-1000 и Полярно-Уральской СЛ-200, принимается позднекембрийско-раннеордовикским.

**Хартманюшорский комплекс ультрамафитовый** ( $\Sigma\text{C}_3\text{-O}_1hr$ ) представлен небольшими телами апоперидотитовых, аподунитовых и «полнопроявленных» антигоритовых серпентинитов в Харбейской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ, где они трассируют зону Лаптаеганского шарьяжа. Комплекс выделен В. А. Душиным и др. в 2010 г. (название – по руч. Хартманюшор); он может считаться аналогом ампельшорского комплекса [325]. Серпентинизированные ультрабазиты залегают в виде небольших аллохтонных линзообразных тел размером от нескольких метров до 1,2 км по длинной оси (оз. Хартманюто), обычно контролируемых зонами крупных тектонических нарушений. Контакты с вмещающими породами тектонические, с развитием талька, анкерита, асбеста. Коренные выходы установлены в истоках рек Няравеча, Хартманюшор, Яршор, Лаптаеган. Макроскопически это почти черные породы с нечеткополосчатой текстурой и лепидогранобластовой микроструктурой. Они обладают нормальной и низкой щелочностью, относятся к калиево-натриевому и натриевому типу. По составу породы близки к дунитам, лерцолитам и гарцбургитам. Образования комплекса относятся к габбро-дунит-гарцбургитовой формации (Дополнения и изменения к Полярно-Уральской СЛ-200, В. А. Душин, 2012). В. А. Душиным были получены определения изотопного возраста этих пород U-Pb методом по цирконам на SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ), показавшие конкордантный возраст  $502 \pm 6$  млн лет (СКВО = 0,31) [325]. Севернее, в поле развития пород марункеуского гнейсово-амфиболитового комплекса (руч. Няхарнеяшор), среди гранат- и амфиболсодержащих плагиогнейсов с линзами зклогитов нами установлено тело слабоизмененных порфириковых лерцолитов мощностью 8–12 м с тектонизированными контактами. Цирконы из лерцолитов характеризуются изометричной формой, нарушенной магматической зональностью и секториальностью. По краям зерен развита светлая псевдооторочка. По всем точкам в центре и краях зерен получен конкордантный возраст  $502,3 \pm 5,6$  млн лет (СКВО = 0,061). По составу и возрасту эти образования условно отнесены к хартманюшорскому комплексу. Полученные изотопные данные (прил. 7) не противоречат принятому позднекембрийско-раннеордовикскому возрасту комплекса.

**Ампельшорский комплекс ультрамафитовый** ( $\Sigma\text{O}_{1-2}a$ ) распространен в Орангском районе Восточно-Лемвинской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ; выделен при ГДП-50 А. И. Сухановым [406]. Он образован мелкими аллохтонными телами апоперидотитовых, аподунитовых антигоритовых серпентинитов, которые контролируются зонами тектонических нарушений надвигового типа (Собско-Нундерминская, Орангско-Осовейская и др.).

Форма массивов линзовидная, размер их варьирует от нескольких метров до 1,5 км по длинной оси (оз. Малое Щучье). Контакты тектонические. Апоперидотитовые серпентиниты обычно брекчированы, имеют реликтовую порфириовидную текстуру. Вкрапленники (до 3 мм) представлены оливнином и ортопироксеном, замещенными агрегатом серпентина, брусита, тремолита, талька, боулингита. Серпентиниты состоят из лизардита, антигорита, серпофита (до 95–100%), с тальком, тремолитом, анкеритом, доломитом. В брекчиевых разностях отдельные обломки выполнены серпентин-талковым агрегатом, а по трещинам развит мелкочешуйчатый серпентин. Хромит образует мелкозернистые полосчатые выделения в серпофите или гнездово-прожилковые выделения в доломитовой «рубашке» размером до 1–3 мм.

Ультрамафиты комплекса принадлежат к классу пород с нормальной, реже низкой, щелочностью калиево-натриевого и натриевого типа. Средний состав их соответствует дунитам-оливинитам; при этом подавляющая часть разностей близка к лерцолитам и гарцбургитам (по Дэли), реже горнблендитам. Серпентиниты, залегающие в поле даек габбродолеритов, по химизму близки к пикритам. Серпентиниты характеризуются высокими содержаниями ( $K_k > 2$ ): Pb, Sr, Mo, Be, Zr, Y. По отношениям La/Ce – 0,59 и 0,45; Sm/Eu – 5,50 и 3,54 они резко отличаются от дунитов и перидотитов райизско-войкарского комплекса (0,04; 0,02). По всем петрологическим параметрам, апогипербазитовые серпентиниты ампельшорского комплекса принадлежат к дунит-перидотитовой формации. По содержанию  $SiO_2$  (42,77%) породы заняли переходную область между дунитами и перидотитами при суммарной щелочности ( $Na_2O + K_2O = 0,3$ ). Образования комплекса относятся к дунит-гарцбургитовой формации. Минерогенетическая специализация комплекса обусловлена проявлениями талька (в контактовых зонах серпентинитов), не имеющими промышленного значения [67]. Достоверные данные его возраста отсутствуют. Проведенные Е. С. Богомоловым (ИГГД РАН) радиологические определения Sm-Nd методом в отобранных нами метадунигах не дали положительных результатов при построении изохроны из-за нарушений изотопной системы (многократный метаморфизм). Время формирования комплекса принимается ранне-среднеордовикским на основании материалов предшествующих работ [67, 74].

**Изъяхойский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный** ( $\sqrt{\beta}O_{1-2i}$ ) включает малые тела габбродолеритов и долеритов, прорывающих арканьрдскую и минисейскую свиты в Усинско-Пайпудыньском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ [91]. Комплекс выделен В. Н. Охотниковым в истоках рек Малая и Большая Кара в 1954 г.; название дано по хр. Изъя-Хой, где и находится петротип (Q-41-VI). Магматиты приурочены к глубинным разломам северо-восточного направления. Мелкие штоки габбродолеритов, силлы и дайки долеритов отчетливо фиксируются по резко очерченным положительным формам рельефа: уступам, гривкам, гребням; их протяженность – от первых сотен метров до 1 (редко 2) км при мощности 1,5–50 м, редко до 300 м. Контакты интрузивные, обычно четкие и резкие, но часто тектонизированные. Для крупных тел характерно зональное строение с укрупнением

зернистости габбродолеритов и долеритов к центру интрузий, в зоне эндоконтакта – мелкозернистые. Центральные части тел чаще всего массивные с отчетливой офитовой структурой, краевые обычно рассланцованы. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, реже клинопироксеном. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 25–50, клинопироксен амфиболизированный, хлоритизированный – 10–45; вторичные – роговая обманка, актинолит–тремолит, хлорит, лейкоксен, серицит, эпидот, кальцит, стильпномелан, альбит, кварц. Габбродолериты и долериты – высокотитанистые ( $\text{TiO}_2$  – до 3,36%) породы натриевого типа, нормальной и повышенной (эссексит-долериты) щелочности. Для них характерна незначительная пересыщенность глиноземом. По петрохимическим и геохимическим особенностям, образования этого комплекса относятся к габбродолеритовой формации (переходной к эссексит-долеритовой); впрочем сюда могли попасть высокотитанистые долериты предполагаемой субвулканической фации трахибазальтов аркандьурской свиты. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, титаномагнетитом. Отмечаются проявления меди неясной формационной принадлежности. Ранне-среднеордовикский возраст интрузий определяется по прорыванию ими пород минисейской свиты позднекембрийско-раннеордовикского возраста (за пределами листа), что согласуется с радиологическими датировками К-Аг методом, дающими возраст 470–420 млн лет [67].

**Райизско-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый** ( $\text{b}\sigma\text{O}_2\text{r}\nu$ ) на рассматриваемой территории распространен в одноименной подзоне Войкарской СФЗ, представлен небольшими массивами ( $2 \times 4$  км) в верхнем течении р. Большая Няравеча, вблизи зоны ГУР. Комплекс выделен Ю. Е. Молдавanceвым в 1972 г. как войкаро-сыннинский дунит-гарцбургитовый, позднее был переименован в райизско-войкарский. Гипербазиты имеют сложные тектонические соотношения с габброидами кэршорского комплекса. В Щучьинской СФЗ его аналогом является сьумкеуский комплекс.

*Няравечский массив* сложен гарцбургитами, ближе к контакту переходящими в лерцолиты и оливиновые пироксениты. Породы в разной степени серпентинизированы, как правило, непосредственно в тектонических зонах превращены в апоперидотитовые антигоритовые серпентиниты. Гарцбургиты представлены массивными средне- и крупнозернистыми породами гипидиоморфнозернистой структуры, сложенными оливином (60–80%) и энстатитом (10–40%). В серпентинизированных гарцбургитах энстатит замещается баститом, а оливин переходит в лизардит.

В зонах региональных тектонических нарушений и при приближении к контактам массива широкое развитие приобретают процессы антигоритизации. В породах практически повсеместно отмечается редкая акцессорная вкрапленность хромшпинелида в количестве 1–2%. Иногда эти минералы образуют шлировидные или струйчатые скопления, тогда количество их может подниматься до 5–7%. Кроме того, характерной особенностью гарцбургитов является практически равная железистость у входящих в их состав энстатита и оливина, составляющая от 8,5 до 11,0%. По содержанию лантаноидов гарцбургиты комплекса отличаются вогнутым трендом кривой

распределения, который характерен для офиолитовых альпинотипных ультрабазитов Урала. Наличие небольшой, но отчетливой, отрицательной европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0,71$ ) свидетельствует о метаморфических изменениях, которые принимают участие в формировании пород комплекса на заключительных стадиях его развития. Отличительной особенностью изученных гарцбургитов является также повышенный уровень значений содержания РЗЭ (здесь он практически соответствует их количеству в хондритах) по сравнению с ультрабазитами Сыумкеуского комплекса, где это значение в 10–100 раз ниже [67]. Образования комплекса относятся к дунит-гарцбургитовой формации. На смежной к западу территории ультрабазиты комплекса вмещают месторождения хромитов.

Попытки определения изотопного возраста комплекса предпринимались неоднократно. По данным В. Ф. Морковкиной (1965 г.), возраст флогопита из оторочек альбититовых жил, секущих гипербазиты Войкарского массива, составляет 405 млн лет (ранний девон), что, вероятно, отвечает этапу метаморфического изменения ультраосновных пород. Датировки, полученные Г. Н. Савельевой **U-Pb методом по единичным зернам циркона** (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ), выделенным из хромитов Войкаро-Сынинского массива (лист Q-41), показали конкордантный возраст  $585,3 \pm 6$  млн лет ( $СКВО = 0,036$ ) [222], что полностью противоречит геологическому положению комплекса; известны и более древние даты. На основании изучения Sm-Nd систем в гарцбургитах, дунитах и вебстеритах упомянутого массива, а также габбро и долеритов прорывающего дайкового комплекса, была построена Sm-Nd изохрона с возрастом  $387 \pm 34$  млн лет (M. Sharma, G. J. Wasserburg, 1995), также отражающим время последнего метаморфизма пород. Таким образом, имеющиеся даты, полученные различными методами, противоречивы и не позволяют уверенно датировать породы комплекса. Среднеордовикский возраст райизско-войкарского комплекса принимается по аналогии с другими «альпинотипными» ультрамафитами на Урале [74].

**Сыумкеуский комплекс дунит-гарцбургитовый** ( $uO_2?_s$ ) объединяет тела дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, локализованных в Щучинской СФО. В основном он представлен одноименным аллохтонным «массивом», разбитым на блоки разрывными нарушениями северо-западного направления. Сыумкеуский массив имеет протяженность в меридиональном направлении около 50 км при максимальной ширине до 12 км и представляет собой пластину, выжатую на дневную поверхность. С запада он ограничен Главным Уральским разломом (ГУР), а с востока тектонически сопряжен с габброидами малохадатинского, малькского и харампэйско-масловского комплексов. В «массиве» принято выделять четыре «блока»: Харчерузский, Хадатинский, Пусьерский и Няропейский. В Хадатинском массиве преимущественным распространением пользуется гарцбургит-лерцолитовая ассоциация пород, с которой связаны небольшие проявления хромитовой минерализации. Харчерузский, Пусьерский и Няропейский массивы практически целиком сложены образованиями дунит-гарцбургитовой ассоциации. По геофизическим данным, ультрабазиты формируют полого падающие на восток линзовидные аллохтонные тела мощностью 1–6 км. В подошве

пластин широко развиты тектонические брекчии, представленные обломками серпентинизированных дунитов, реже гарцбургитов, погруженных (закатанных) в брусит-антигоритовый серпентинитовый матрикс. Видимая ширина таких зон достигает 700 м (в разрезе 50–200 м). Юго-восточный контакт пластин ультрабазитов с габброидами также тектонический.

Гарцбургит-лерцолитовая ассоциация Хадатинского блока (массива) занимает до 95% его объема. Границы ее с породами дунит-гарцбургитовой ассоциации достаточно условны и затушеваны интенсивно проявленными процессами серпентинизации. Дуниты среди гарцбургитов встречаются редко (менее 5% объема пород) и образуют разноориентированные линзовидные и жилородные тела мощностью 0,1–0,5 м, реже первые метры. Контакты с гарцбургитами резкие, без видимых изменений. Отмечаются редкие жилы орто- и клинопироксенитов, вебстеритов, образующие иногда тела мощностью до 100 м. Породы дунит-гарцбургитовой ассоциации распространены локально в западной части массива и вблизи контакта с породами дунит-верлит-клинопироксенитового малохадатинского комплекса. В их строении принимают участие гарцбургиты и дуниты, которые наблюдаются во всех блоках Сьумкеуского массива. В составе породообразующих минералов присутствуют оливин (форстерит), ортопироксен (энстатит), клинопироксен, амфибол (магнезиальная роговая обманка, тремолит), широко распространена акцессорная шпинель [268]. Вторичные изменения проявились в три этапа. С первым связаны процессы тремолитизации, хризотилитизации и антигоритизации. Второй этап фиксируется обычно в зонах тектонических нарушений, где широко развиты брусит-антигоритовые серпентиниты и встречаются жильные тела плагиоклазитов (альбититов) и жадеититов. Последние образуют линзовидно-жильные тела на участках, где жилы плагиоклазитов формируют штокверковые зоны в серпентинитах. С третьим этапом связано повсеместное развитие просечек гамма-хризотила с магнетитом, а также хризотил-асбеста и амфибол-асбеста.

Химический состав ультрамафитов соответствует средним составам гарцбургитов, отличаясь несколько повышенной глиноземистостью, железистостью и щелочностью. Состав дунитов близок к стандартным значениям, отличается несколько пониженной глиноземистостью при мало-железистом оливине ( $f = 7–8\%$ ). Образования комплекса относятся к дунит-гарцбургитовой формации. Комплекс характеризуется хромитовыми проявлениями и связанными с ними повышенными концентрациями МПГ. Здесь известны объекты драгоценных и поделочных камней, жадеита, огнеупорного сырья, амфибол-асбестовой и хризотил-асбестовой минерализации. Имеющиеся изотопные датировки противоречивы. Исследование Sm-Nd системы, проведенное Л. И. Гурской в ультрамафитах и габброноритах Сьумкеуского массива, показало отсутствие изохронной зависимости для совокупности точек измерения; возраст пород определен как  $604 \pm 39$  млн лет [84]. Нами были получены новые радиологические даты по единичным зернам цирконов, выделенных из жадеититов Пусьерского месторождения, формирование которых связывается с этапом вторичных преобразований ультрабазитов. Цирконы представлены бесцветными, прозрачными призматическими идиоморфными кристаллами и их обломками с

нарушенной магматической зональностью и секториальностью. **U-Pb методом на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) по всем точкам был получен один конкордантный возраст  $409 \pm 3,3$  млн лет (СКВО = 0,114).** Содержания урана и тория в цирконах варьирует в широких пределах:  $U = 12-2728$ ,  $Th = 1-1009$ , при отношении  $Th/U = 0,03-0,38$ . Таким образом, **верхняя граница формирования сьумкеуских ультрабазитов не может быть датирована временем поздние силура.** Среднеордовикский их возраст принимается условно, по аналогии с «альпинотипными» комплексами Урала [74].

**Слюдяногорский комплекс метаультрамафит-метагаббровый** представлен мелкими телами метаультрамафитов ( $\Sigma'O_{2-3}sd$ ), редко – эклогитизированных габбро ( $\nu'O_{2-3}sd$ ), локализованных в тектонических швах среди протерозойских метаморфитов, относится к Харбейской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Комплекс включает серпентинизированные ультрамафиты, ранее датированные средним рифеем («минисейшорский комплекс»), а также метагипербазиты и габбро, выделяемые ранее В. Н. Охотниковым в составе раннепротерозойского «слюдяногорского габбро-перидотитового эклогитизированного комплекса». Название дано по вершине Слюдяная Горка на хр. Марункеу [201]. Серпентинизированные гипербазиты залегают в виде линзовидных тел размером от  $1,5 \times 20$  до  $3 \times 70$  м, редко достигая  $500 \times 3000$  м. Размещение их контролируется системой тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Контакты с вмещающими породами тектонические, согласные с системой сланцеватости. Характерны зеркала скольжения, зоны оталькования и катаклаза, при отчетливой серпентинитизации зальбандов. В составе комплекса установлены апогарцбургитовые, аполерцолитовые, аповерлитовые, аподунитовые, а также «полнопроявленные» антигоритовые и лизардитовые серпентиниты, а в районе хр. Марункеу их эклогитизированные разновидности. На отдельных участках в серпентинизированных ультрамафитах отчетливо диагностируется оливин (40–50%), пироксен (до 30%) и бурая роговая обманка, развивающаяся по пироксену; отмечаются стильпномелан, гумит и клиногумит. По петрохимическим особенностям они относятся к семействам оливинитов–дунитов и перидотитов.

В районе хр. Марункеу образования комплекса локализованы большей частью в шовных зонах надвигов, среди глубоко метаморфизованных образований марункеуской свиты [91, 200, 241]. Здесь они представлены аллохтонными линзами (до  $350 \times 650$  м) плагиоклазовых и гранатовых метаперидотитов, метагаббро, в разной степени эклогитизированных (вплоть до полного замещения магматического субстрата эклогитами). Все разновидности ультрамафитов и мафитов связаны постепенными переходами и имеют близкий набор минералов с резкими колебаниями их количественных соотношений [239, 241]. Метаперидотиты и метагаббро обогащены гранатом и амфиболом, иногда диопсидом, омфацитом. В контакте с плагиогранитами апогаббровые эклогиты мусковитизированы и амфиболизированы с образованием порфиобласт роговой обманки.

Металлогения комплекса может представлять интерес только в отношении титана (Маруншорское проявление). С серпентинизированными ультрабазитами связаны мелкие бесперспективные проявления хризотил-

асбеста и амфибол-асбеста, а в эклогитизированных породах находятся участки высокодекоративных пород, классифицируемых как поделочные камни.

Геологические и радиоизотопные данные о времени становления гипербазитов неоднозначны. Раннепротерозойский возраст эклогитизированных метAPERИДОТИТОВ и метагаббро хр. Марункеу основывался на радиологической датировке эклогитов **Pb-Pb методом ТИЭ (по навескам цирконов)** –  $1650 \pm 50$  млн лет [241]. Позднее В. Л. Андреичевым получены даты для ультрамафитов (горы Рыжая и Перидотитовая) Rb-Sr методом –  $808 \pm 140$  млн лет [2]. Близкий возраст – 800 млн лет – установлен ранее Н. Г. Удовкиной K-Ar методом по «перидотиту Слюдяной Горки» [239]. Косвенные данные о возрасте гипербазитов приводятся В. А. Душиным и др. по гранитоидам из меланжа на руч. Янас-Кей-Лек-Тальба Sm-Nd методом ( $670 \pm 5$  млн лет при  $\epsilon_{Nd} + 1,7$ ), **а также по гранитоидам, «секущим(?)» ультрабазиты в северо-западной части Харбейского выступа** ( $640$  и  $460 \pm 10$  млн лет) [325].

Проведенные нами исследования **Sm-Nd изотопной системы серпентинизированных гипербазитов** (верховья р. Лонготьюган) позволили получить изохронную зависимость с параметрами  $t = 744 \pm 130$  Ma  $\epsilon_{Nd} = 6,4$ , MSWD = 0,57, но ее анализ, выполненный Е. С. Богомоловым (ИГГД РАН), показал, что она является линией «смещения» двух эндогенных событий. Модельный возраст – 920 млн лет, рассчитанный для этих пород, при удовлетворительном значении  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1229$ , является, вероятно, завышенным. Зерна цирконов из эклогитизированных бронзитовых перидотитов были исследованы U-Pb методом на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ); получены конкордантные значения возраста:  $529 \pm 6,4$  млн лет – почти не прозрачные призматические цирконы с магматической зональностью (СКВО = 0,59);  $457 \pm 5,4$  млн лет – **цирконы изометричной формы «габбрового» типа** и короткостолбчатые кристаллы с секториальной и нарушенной магматической зональностью (СКВО = 0,092);  $366 \pm 14$  млн лет – светлая оторочка зерен (СКВО = 0,113). Темные цирконы ( $529 \pm 6,4$  млн лет) свидетельствуют о раннекембрийском метаморфическом эндогенном событии, связанном с заключительным этапом байкальского тектогенеза, и являются захваченными.

Призматические цирконы «габбрового» облика ( $457 \pm 5,4$  млн лет) (прил. 7) генетически связаны со становлением комплекса, а поздний метаморфизм цирконов (светлые оторочки) фиксирует заключительный этап дислокационного метаморфизма (эклогитовая фация) с возрастом в  $366 \pm 14$  млн лет. **Подобные соотношения установлены в цирконах из эклогитов**, описанных в разд. «Метаморфизм и метасоматические преобразования». Следует заметить, что на Урале более или менее надежно установленными считаются три уровня внедрения в кору подобных пород: позднерифейско-ранневендский, средне-позднеордовикский, раннедевонский. Приведенные датировки (при любой их интерпретации) фактически исключают не только дорифейское, но и вообще докембрийское время становления слюдяногорского комплекса. Среди фиксируемых, обычно двух сближенных (в пространстве и времени) ассоциаций магматитов

максимальной основности (дунит-гарцбургитовой и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой) определить конкретную принадлежность комплекса к одной из них в данном случае (небольшое количество и малые размеры тел, наложенный метаморфизм) затруднительно; не исключено, что здесь присутствуют сразу обе. Описываемое подразделение может быть сопоставлено с последовательно внедрявшимися ордовикскими комплексами соседней Щучинской СФЗ: сьумкеуским дунит-гарцбургитовым, малохадатинским дунит-верлит-клинопироксенитовым и малыкским метагаббровым. Таким образом, возраст таксона принимается (с известной долей условности) средне-позднеордовикским.

**Орангюганско-лемвинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный** ( $v\beta O_{2-3}ol$ ) распространен в Орангском районе Восточно-Лемвинской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ, где представлен силлами и дайками габбродолеритов и долеритов ( $\beta$ ) среди образований орангской свиты ранне-среднеордовикского возраста [311, 312, 406]. Малые интрузии формируют пояс, прослеживающийся к юго-западу от р. Байдарата в отложениях упомянутого стратона, входящих в одноименный аллохтон. Исследования, проведенные на территории смежного листа Q-41, в частности в бассейне р. Кокпела [305] показывают, что габбродолериты и долериты слагают бескорневые тела, являющие собой кластолиты мегамеланжа среди хаотически перемятых и раздробленных метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований («бесструктурный матрикс меланжа»). Кластолиты, имеющие в плане овальную форму и небольшие размеры – до нескольких км<sup>2</sup>, выделяются на местности положительными формами рельефа; нередко в непосредственном контакте кластолитов и матрикса располагаются стильпномелановые сланцы. В свете традиционных представлений эти тела рассматриваются как дайки и силлы. Мощность их – от первых десятков до 100–150 м, видимая протяженность – от 250 м до 2 км. Ширина пояса малых интрузий в верховьях р. Лонготъёган составляет около 1 км, постепенно расширяясь к северу и достигая в верховьях рек Пэдарата–Большая Щучья 5–8 км. Строение большинства тел зональное с укрупнением зернистости к центру. Габброиды вместе с вмещающими породами рассланцованы и смяты в сложные изоклинальные складки западной и северо-западной вергентности, а на водоразделе рек Пэдарата–Большая Щучья – северной вергентности. Высокая степень динамометаморфических преобразований пород отразилась в изменении их вещественного состава, появлении стильпномелана и глаукофана. Породы имеют офитовую, габбровую, пойкилоофитовую, идиоморфнозернистую структуры в сочетании с бластоофитовой, немато- или лепидогранобластовой структурами, с элементами катаклаза и бластеза. Главные минералы: клинопироксен (титан-авгит) – 25–50% и плагиоклаз (альбит-олигоклаз, андезин, деанортитизированный лабрадор) – 30–65%.

На петрохимических диаграммах габбродолериты и долериты попадают в поля умереннощелочных оливиновых базальтов натриевого и (реже) калиево-натриевого типа щелочности [152]; породы относятся к габбро-долеритовой формации (переходной к эссексит-долеритовой). Средне-позднеордовикский возраст комплекса принимается на основании

прорывания силлами и дайками орангской свиты нижнего–среднего ордовика. Становление его, вероятно, происходило в обстановке «остаточного» внутриконтинентального рифтогенеза. Радиологические даты, определенные калиево-аргоновым методом – 480–420 млн лет [311].

**Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый** распространен локально в Райзско-Войкарской подзоне. Он образован преимущественно полосчатыми породами, представленными чередованием дунитов, верлитов, вебстеритов ( $v\sigma O_3k$ ), а также клинопироксенитов, габбро и габброноритов ( $vO_3k$ ), иногда метаморфизованных (вплоть до эпидот-амфиболитовой фации). Название комплекса дано по одноименному ручью; подробное его исследование проведено в 1966 г. Ю. Е. Молдавцевым. Петротип находится к юго-западу от площади работ – в междуречье Трубы-Ю и Лагорты-Ю, там породы описаны А. А. Савельевым как «трубаюская формация». Дуниты и верлиты образуют небольшие линзовидные тела в габбро, развитые узкой полосой, прилегающей с юга к зоне шарьяжа.

Дуниты по внешнему виду неотличимы от таковых райзско-войкарского комплекса. Это среднезернистые, реже мелкозернистые породы с панидиоморфной или аллотриоморфной структурами. Свежие разновидности встречаются редко. Обычно породы сильно серпентинизированы, вплоть до образования серпентинитов. Клинопироксениты, верлиты и оливиновые клинопироксениты и их плагиоклазовые разновидности представляют собой мелко-среднезернистые, равномернозернистые породы. Породы различаются лишь количественными соотношениями клинопироксена и оливина, присутствием или отсутствием плагиоклаза. Они достаточно сильно изменены (серпентинизированы, оталькованы, амфиболлизированы, эпидотизированы). Пироксен слагает относительно крупные (до 2–2,5 мм) идиоморфные кристаллы, в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные зерна оливина. Габбро, находящиеся в переслаивании с ультрамафитами, по внешнему виду несколько отличаются от однородных габбро большей степенью изменения. Преимущественно они преобразованы в породы эпидот-клиноцоизит-амфиболового состава. В некоторых разновидностях присутствуют реликты плагиоклаза и клинопироксена (диоксида). Реже встречаются измененные оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты, габбронориты. Полосчатость «базитов-ультрабазитов» имеет субвертикальное или крутое падение на юго-восток. Характерна невыдержанность состава отдельных полос по простиранию. Мощность полос обычно не превышает первые сантиметры, реже доходит до десятков сантиметров. Большинство авторов относит переслаивающиеся базиты–ультрабазиты к первой фазе внедрения кэршорского комплекса, а однородные габброиды – ко второй, что, по мнению других авторов, не имеет под собой достаточных оснований [305].

По химическому составу полосчатые и однородные габбро неотличимы друг от друга. Для них характерны пониженное содержание кремнезема (39 до 49%) и (реже) суммы щелочей (до 2%),  $TiO_2$  (0,3–1%), несколько повышенное количество оксида кальция (до 17%) и (в оливинсодержащих разновидностях) магнезии (до 17%). Распределение лантаноидов в основ-

ных разновидностях пород отличается «бонинитовым» («всхолмленным») профилем, который присущ габброидам Платиноносного пояса Северного Урала [267]. В клинопироксенитах возможно присутствие вкрапленных титаномагнетитовых руд качканарского типа, а также золото-платино-палладиевых объектов (типа Озерного, расположенного к юго-западу от территории листа).

Образования комплекса относятся к дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации. В Тагильской СФМЗ с кэршорским комплексом может быть сопоставлена ранняя ассоциация платиноносных пород, обычно выделяемая в самостоятельный качканарский комплекс познего ордовика. В последние годы различными методами получены новые изотопные значения возраста кэршорских габброидов. Rb-Sr датировки (ID-TIMS) по габбро и амфиболлизированным пироксенитам горы Чёрная выражаются числом 1155 млн лет (В. А. Душин, 2009). Позднее при ГДП-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII [305] U-Pb методом (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ для габброидов установлены конкордантные даты  $446,8 \pm 4,3$ ,  $446 \pm 2$  и  $453 \pm 7$  млн лет, что послужило обоснованием для принятия позднеордовикского возраста.

**Малохадатинский комплекс дунит-верлит-клинопироксенитовый** ( $\sigma$ - $uO_3mh$ ) представлен полосчатым чередованием дунитов, верлитов, клинопироксенитов и вебстеритов, в том числе оливиновых. Эта ассоциация выделена из состава харампэйско-масловского комплекса и в Щучьинской СФО является аналогом вышеописанного кэршорского комплекса. Западные контакты массивов обычно осложнены субсогласными с полосчатостью тектоническими срывами; обычно устанавливается нечеткий, постепенный характер контакта [147]; полосчатость в целом совпадает с преобладающим простиранием тел. Породы формируют субмеридиональную полосу шириной от 100 м до 5 км и протяженностью до 40 км, обрамляющую с запада сымкеуские ультрабазиты, а иногда образуют крупные поля северо-восточного простирания (среднее течение рек Малая Хадата и Малыко) размером до  $2 \times 6$  км.

Для комплекса характерен единый минеральный парагенезис; разновидности пород связаны между собой постепенными переходами, различаясь лишь количественным соотношением минералов. Преобладающим распространением пользуются оливиновые клинопироксениты и верлиты массивной текстуры с гипидиоморфными структурами, дуниты редки и являются реликтами первичного строения краевой части массива. Верлиты картируются в центре площади развития комплекса среди пироксенитов, где представлены шлировидными и жилоподобными образованиями мощностью 1–3 м. Дуниты там слагают согласные маломощные тела (мощностью 2–5 м) среди верлитов и пироксенитов. В результате наложенного метаморфизма нередко формируются гранатовые, гранат-шпинелевые клинопироксениты, шпинелевые и гранат-шпинелевые вебстериты. Дуниты представлены почти мономинеральными оливиновыми породами ( $f = 14$ – $17\%$ ) с аксессуарной вкрапленностью хромита и магнетита. Вторичные изменения проявлены повсеместно и сходны с метаморфизмом пород сымкеуского комплекса. В Тагило-Магнитогорской СФМЗ они сопоставимы с качканарским комплексом. Позднеордовикский возраст малохадатинских

образований принимается по аналогии с однотипными и лучше изученными кершорским и качканарским комплексами.

**Малыкский комплекс метагаббровый** ( $v'O_3m$ ) объединяет метагаббро и апогаббровые амфиболиты, а также метагаббронориты, метатроктолиты и метаанортозиты; локализован в Щучинской СФО. Некоторые исследователи выделяют в поле развития комплекса «жилые тела окварцованных гиперстеновых и амфиболовых плагиогранитов» [3, 5]. Петротип установлен в районе р. Малыко. На исследуемой территории породы картируются к востоку и югу от массивов Сыум-Кеу и Харче-Рузь, а также фрагментарно встречаются в западном обрамлении последних, прослеживаясь цепочкой тел (до  $2 \times 10$  км), вытянутых в широтном направлении и ограниченных разрывными нарушениями. Подобные образования А. П. Казаком [200] названы «малыкским комплексом габброгнейсов».

Главной особенностью структурного плана габброидов является субширотная ориентировка первичных планпараллельных текстур, дискордантная субмеридиональным «уральским» простирациям в породах малохадатинского и харампейско-масловского комплексов. Характерна и четкая полосчатость, обусловленная чередованием меланократовых, мезократовых, лейкократовых разновидностей габбро и анортозитов(?). Неравномерное распределение в породе клиноцоизита, цоизита и амфибола приводит к формированию более тонкой полосчатости, где мощность отдельных «слов» может колебаться от нескольких миллиметров до 20 см. Неравномерное распределение граната в породах также подчеркивает грубую полосчатость (размер отдельных «полос» колеблется от десятков сантиметров до нескольких десятков метров), причем в лейко- и мезократовых разностях количество граната составляет 25–30 и 5–10 % соответственно, иногда до полного его отсутствия в меланократовых габброидах. На западе в непосредственном контакте с породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса распространены преимущественно гранатовые и гранат-эпидот-цоизитовые амфиболиты, сменяющиеся к востоку цоизитированными габбро-амфиболитами с шириной выходов до 3,5 км. Размер зерен граната также увеличивается в сторону контакта с гипербазитами, где отдельные порфиробласты достигают 12 см в поперечнике.

Первичные дупироксеновые габбронориты сложены ортопироксеном (25–30%), плагиоклазом (15–50%), моноклинным пироксеном (15–35%) и буровато-зеленой роговой обманкой (5–10%), в значительном количестве присутствуют магнетит, титаномагнетит, ильменит (1–7%). В результате преобразования габброноритов происходит частичная перестройка исходных пород, однако еще во многих участках сохраняются реликтовые минералы. С повышением метаморфизма до амфиболитовой фации связано образование нового парагенезиса минералов: роговой обманки, альмандина, эпидота, цоизита, плагиоклаза, рутила. Наблюдается повсеместное замещение ромбического пироксена моноклинным, а последнего – амфиболом; при этом могут образовываться гранатовые амфиболиты (с реликтами моноклинного пироксена). Последние имеют грубополосчатую, реже однородную текстуру с четкой порфиробластической структурой. Гранат нередко зональный, где центральная часть зерна темно-розовая («обога-

щенная» пироповой составляющей), а внешняя – светло-розовая (с преобладанием альмандинового и гроссулярового компонентов).

Вероятно, с этим же процессом связано и образование метаморфических гиперстеновых и роговообманковых плагиогранитовых (пегматитовых) жил мощностью от 10 см до 15 м, практически всегда разгнейсованных и окварцованных. Их формирование может быть обусловлено частичным плавлением габброноритов при амфиболитовом метаморфизме [140]. В некоторых двупироксеновых гнейсах (правобережье р. Малыко) встречаются разности с голубоватым кварцем; гнейсовидность обусловлена линейным расположением не только высокотемпературного опаловидного кварца, но и гиперстена.

Химический состав пород малыкского комплекса в основном соответствует габбро нормальной щелочности; нередко встречаются кварц-содержащие разности, соответствующие гранодиоритам или кварцевым диоритам. Все магматиты отличаются крайне бедным геохимическим спектром, наблюдаются повышенные концентрации V ( $K_k = 2,73-4,97$ ), Cu ( $K_k = 3,4-4,72$ ), Zn ( $2,92-3,03$ ), Co ( $2,58-2,76$ ). В распределении РЗЭ фиксируется отчетливый европейский максимум ( $Eu/Eu^* = 1,65-3,42$ ), свидетельствующий о магматической природе метагаббро; в апогаббровых амфиболитах отмечается прямолинейный характер кривой распределения ( $Eu/Eu^* = 0,99$ ), вероятно, в связи с более интенсивными метаморфическими преобразованиями. Также выделяется значительный дефицит легких лантаноидов по сравнению с тяжелыми ( $La_n/Yb_n = 0,18-0,40$ ) [67, 325]. По ряду признаков малыкский комплекс может считаться аналогом тагило-кытлымского комплекса на Среднем и Северном Урале. В настоящее время вопрос о возрасте метаморфизованных габброноритов до конца не ясен. Первые определения, полученные А. П. Казаком К-Аг методом, по валу показали значения 950–1350 млн лет, а по гранатовому амфиболиту – 468 млн лет [120, 200]. Позднее получены **U-Pb радиологические датировки (SHRIMP-II) по единичным зернам циркона из жильных тел гиперстеновых и роговообманковых плагиогранитов**, показавшие конкордантный возраст  $451 \pm 14$  млн лет ( $СКВО = 0,21$ ), одно зерно (краевая часть) датировано интервалом 354–316 млн лет [4]. Авторами записки установлены новые значения изотопного возраста (**U-Pb метод, на SHRIMP-II) по циркону**, выделенным из лейкократовых габбро (лабродоритовых плагиогранитов?) вблизи устья р. Большая Хадата, локализованных в краевой части поля развития комплекса. Конкордантный возраст этих пород составляет  $447 \pm 5$  млн лет ( $СКВО = 1,2$ ;  $Prob. = 0,27$ ) (прил. 7); по двум зернам циркона, выделенным из амфиболитизированных габброноритов, получены даты  $452 \pm 7,3$  и  $435,8 \pm 8,9$  млн лет. Таким образом, имеющиеся высокоточные изохронные определения свидетельствуют в основном о позднеордовикском возрасте комплекса, что согласуется и с серийной легендой.

**Харампэйско-масловский комплекс габбро-норитовый ( $vS_1hm$ )** представлен габбро и габброноритами, развит в Щучинской СФО. Габброиды слагают массивы изометричной формы, достигающие размера  $6 \times 8$  км. В районе горы Масло они образуют концентрически зональное тело, центральная часть которого выполнена габбродиоритами, сменяющимися к

периферии амфиболовыми габбро, а далее габброноритами, иногда оливиновыми и оливинсодержащими габбро. На глубине разрез завершается, по всей вероятности, верлитами или оливиновыми клинопироксенитами, которые встречаются в обрамлении «массива» Харче-Рузь. Породы комплекса массивные или гнейсовидные среднезернистые; нередко шлировидно-полосчатые обособления. Габбронориты вблизи контакта с образованиями малоахатинского комплекса залегают субсогласно полосчатости в вебстеритах, дунитах и оливиновых клинопироксенитах. Иногда мелкие прожилки габброноритов (мощностью до 0,5 м) пересекают оливиновые вебстериты, очень редко они встречаются даже среди лерцолитоподобных пород. Средний минеральный состав габброноритов: плагиоклаз ( $An_{95-100}$ ), диопсид, бронзит; акцессорные минералы: магнетит, титаномагнетит, шпинель. Вторичные изменения проявились в доизитизации и клиноцоизитизации плагиоклаза, а также замещении пироксена роговой обманкой.

Химический состав стандартен для этого вида пород; в некоторых случаях отмечается недосыщенность кремнеземом, пониженная глиноземистость и повышенная магнизиальность ( $MgO$  до 16%), что сближает их с оливиновыми габбро или оливиновыми норитами. Характерной особенностью габброноритов является пониженное содержание легких лантаноидов по отношению к тяжелым ( $La_n/Yb_n = 0,3-0,6$ ). Во всех проанализированных пробах отмечается значительная европейская аномалия, свидетельствующая об образовании пород из магматического расплава. Соотношение Rb-Sr соответствует интрузивным магматитам, сформировавшимся на континентальной коре мощностью 10–20, реже 20–30 км. По содержанию микроэлементов габбро и плагиоклазиты практически не отличаются от габброноритов за исключением несколько повышенного количества Os ( $Kk -$  до 62,6) и Ge (5,5–15,2) [67, 325]. В габброидах локализованы проявления ванадий-титан-железородной формации. Породы комплекса, видимо, представляют собой корневые части древних вулканических аппаратов. Возраст его принят раннесилурийским, согласно серийной легенде.

**Халатальбейский комплекс долеритовый гипабиссальный** ( $\beta S_{1-2}hl$ ) выделен В. А. Душиным и др. [67], распространен в Щучинской СФО. Комплекс образован единичными телами или сериями субпараллельных даек долеритов, секущих раннепалеозойские габброиды. Ранее подобные малые тела рассматривались И. В. Семеновым как «халатальбейский фрагмент комплекса параллельных даек» [224], а А. К. Афанасьевым – как «субвулканическо-гипабиссальная фация II фазы харампэйско-масловского комплекса» [282]. Долеритовые тела имеют мощность 5–20 м и протяженность от 15 м до первых километров, характеризуются крутыми углами падения (60–70°). Дайки пространственно тяготеют к восточному обрамлению ультрамафитового массива Сьум-Кеу, в основном распространены к северу от оз. Ям-То, где в естественных обнажениях прослежены на 6 км. Структура пород изменяется от стекловатой (в зоне закалки) до полнокристаллической, преобладают офитовая и микрогаббровая. В минеральном составе, кроме плагиоклаза ( $An_{65-80}$ ) и клинопироксена, присутствуют роговая обманка, эпидот, хлорит, реже кварц; из акцессорных преобладают титаномагнетит и магнетит, встречается пирит. Плагиоклазы в порфири-

видных выделениях зональные. По петрохимическим и геохимическим особенностям породы комплекса параллельных даек аналогичны толеитам MORB; относятся к габбро-долеритовой формации, обычно образующейся в зонах растяжения. По данным параметрам, они близки к натриевым базальтам сядайской свиты. Возраст комплекса обосновывается геологическими данными (секунд эффузивы сядайской свиты), а также изотопными датировками долеритов верховьев р. Халатальбей –  $423 \pm 24$  млн лет [226],  $430 \pm 27$  млн лет [282]; U-Pb исследования цирконов (SHRIMP-II) из даек р. Юньяха показали значения возраста не древнее 460 млн лет [68]. Время становления комплекса принимается лландоверийско-венлокским.

**Янганапэйские субвулканические образования** ( $r\gamma S_{2-3}jn$ ) выделены В. Н. Вороновым (как и одноименная толща) в 1976 г. Они объединяют не изливавшиеся на поверхность тела плагиогранит-порфириров, дацитов и плагиориодацитов, комагматичных кислым эффузивам стратона. Распространены в Щучьинской СФО, обнажаются на хр. Янгана-Пэ в бассейнах рек Малая и Большая Харута. Плагиогранит-порфиры в большинстве случаев образуют с плагиориодацитами постепенные переходы. Форма тел изометричная, овальная, размеры меняются от первых десятков метров до 500 м; максимальная площадь достигает величины  $1,5 \times 2$  км. Все породы имеют порфировую или гломеропорфировую структуру с фельзитовой, микролитовой, реже сферолитовой структурой основной массы; иногда отмечаются флюидальные текстуры. Размер вкрапленников кварца и полевых шпатов колеблется от 1 до 5 мм, они составляют до 60% объема породы; основная масса часто брекчированная. Более раскристаллизованные разновидности состоят преимущественно из кварца (50–55%) и альбита (20–40%), в плагиориодацитах отмечается мусковит, характерно присутствие лавсонита и стильпноелана. Акцессорные минералы – магнетит, гематит, пирит, галенит, гранат, циркон, титанит, рутил, апатит. Породы имеют нормальную щелочность и относятся к натриевой серии; среди них выделяются умеренно- и весьма глиноземистые. Кислые магматиты изменены в условиях цеолитовой или пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма. Вулканиды составной частью непрерывной базальт-андезит-риолитовой формации, потенциально перспективны на медно-колчеданное оруденение. По своим характеристикам они близки к именовскому вулканическому комплексу Тагильской СФМЗ.

**Хоймпэйский комплекс габбро-плагиогранитовый** выделен В. Н. Вороновым в 1976 г. на хр. Хойм-Пэ и Харам-Пэ в Щучьинской СФО. Он образован прерывистой серией интрузивных магматитов: габбро, габброноритами, габбро ( $vS_{3-4}h_1$ ) первой фазы и плагиогранитами ( $r\gamma S_{3-4}h_2$ ) второй фазы [16, 302]. Петротипический Хоймпэйский массив представляет собой вытянутое в широтном направлении тело размером  $10 \times 6$  км, с падением контактов на юг; габбро занимают его краевые части, габбронориты – центр. Плагиограниты слагают несколько малых штокообразных тел овально-изометричной формы размером до 0,1–0,5 км и дайки мощностью, не превышающей первых десятков метров. Границы габбро с вмещающими образованиями чаще тектонические, в основном же они скрыты под рыхлыми отложениями. Метабазальты в зоне контакта с габброидами

превращены в роговики. Интрузии прорывают янганапэйскую толщу и габброиды харампэйско-масловского комплекса.

Среди габброидов различаются габбронориты, меланогаббро, габбро, лейкогаббро, метагаббро. Габбронориты – средне-крупнозернистые породы с характерными параллельно ориентированными текстурами, структура их чаще габброофитовая, в перекристаллизованных разностях – гранобластовая. В составе габброноритов ортопироксен составляет 5–15%, присутствуют роговая обманка (до 20%), иногда биотит (до 2%); обычен титаномагнетит (2–15%). Акцессорные минералы представлены ильменитом, пиритом, апатитом; цирконом. Плагииграниты – мелкозернистые гнейсоватые породы, иногда с порфирированными выделениями плагииоклаза жильные породы часто имеют шлировидно-полосчатую текстуру. Основность плагииоклаза колеблется в пределах №15–75, биотит составляет 5–10%. Породы комплекса относятся к контрастно дифференцированной натриевой серии, характеризуются высокой глиноземистостью; они отождествляются габбро-плагиигранитовой формацией. Металлогеническая специализация определяется вкрапленностью титаномагнетита, ильменита, халькопирита и борнита в амфиболитизированных габбро; в роговиках отмечаются пирит и пирротин. Характер минерализации, состав и строение габброидов позволяют сопоставить оруденение с «волковским медно-титаномагнетитовым типом» Среднего и Северного Урала.

Лудловско-пржидольский возраст комплекса принят согласно серийной легенде на основании геологических данных; он прорывается телами юнъягинского комплекса ранне-среднедевонского возраста. Датировки, полученные K-Ar методом, варьируют в диапазоне от раннего кембрия ( $526 \pm 17$  млн лет) до среднего девона (386 млн лет) с преобладанием силурийских значений.

### Девонско-раннекаменноугольные интрузии

**Раннедевонские(?) ультрамафиты Северного Зауралья ( $\Sigma D_1?$ ).** В фундаменте Западно-Сибирской платформы (Березово-Сартыньинский и Янгиюганский районы) ультраосновные породы представлены серпентинизированными дунитами, гарцбургитами и пироксенитами; они широко распространены на западе территории листа Q-42, пространственно ассоциируя с субсинхронными габброидами и перкнитами. Их размещение иногда контролируется зонами крупных палеотектонических нарушений. На разных глубинах (349–785 м) ультрамафиты вскрыты бурением в пределах «Восточно-Салехардской нефтепоисковой площади». В геофизических полях выделяются достаточно уверенно максимумами гравитационного и магнитного полей. Локализованы большей частью среди отложений ордовикско-силурийского возраста (иногда захватывают и контактирующие протерозойские породы), в которые они, естественно, внедрены и, как следствие, должны иметь более молодой возраст. Однако на территории смежного листа P-42 и в юго-восточной части площади листа Q-41 все тела ультрамафитов индексируются как «среднеордовикские», хотя при

этом прорывают (показаны в «интрузивных» границах) не только отложения ордовика–нижнего силура, но и позднесилурийско-среднедевонские образования. Подобная ситуация сколько-нибудь реального геологического объяснения не имеет. Возраст описываемых образований датируется условно ранним девоном на основании геологических данных и положенным габброидами и ультрамафитами в общем эволюционном ряду магматизма Урала. В частности, аналогами выделенных «новых» для Западно-Сибирской СЛ таксонов в обнаженных частях «Восточного Урала» могут считаться следующие раннедевонские подразделения: для альпинотипных гипербазитов – лоховско-пражские каменнодольский ультрамафитовый и подольский дунит-гарцбургитовый комплексы; для ультрабазит-базитовой ассоциации (см. ниже) – эмские колубайский клинопироксенит-габбровый и карашакольский дунит-верлит-клинопироксенитовый комплексы.

**Раннедевонские(?) габброиды и перкниты Полярного Зауралья** ( $v-vD_1?$ ). Габбро, габбронориты, клинопироксениты, горнблендиты, вебстериты также распространены в западной части площади листа, где тесно ассоциируют с вышеописанными ультрамафитами. На глубинах от 300 до 800 м они вскрыты серией скважин «Восточно-Салехардской площади». Габброиды и пироксениты образуют довольно крупные массивы, которые отчетливо выделяются на карте локальной составляющей магнитного поля и фиксируются гравиметрией. Большая часть из них представлена изометричными телами, локализованными среди додевонских вулканогенно-осадочных образований. Наиболее крупное из них (бассейн р. Собтыяган) прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии 75 км и имеет ширину 7–10 км.

**Собский комплекс габбро-тоналитовый** выделен Ю. Е. Молдованцевым (1973 г.), первоначально как «габбро-диорит-тоналитовый позднеордовикско-силурийского возраста»; относится к Райзско-Войкарской подзоне. На рассматриваемой площади породы комплекса плохо обнажены, но юго-западнее (за рамкой листа) он формирует ряд крупных интрузивных массивов, составляющих пояс протяженностью около 240 км и шириной до 12 км, вытянутый вдоль всего восточного склона Полярного Урала, в пределах Войкарской СФЗ. В нем выделяются две магматические фазы: первая представлена габбро, кварцевыми габбро ( $vD_{1-2s_1}$ ), частично амфиболизированными; вторая – тоналитами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, тоналит-порфирами ( $py\delta D_{2s_2}$ ) и их «жильной серией». Габброиды представлены мелко-среднезернистыми разновидностями с полосчатой текстурой. Кроме основных породообразующих минералов присутствуют биотит, мусковит, гранат, микроклин, титанит. Кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты в основном крупнозернистые с гнейсовой текстурой, которая подчеркивается субпараллельной ориентировкой кристаллов роговой обманки. Различное соотношение кварца и полевых шпатов определяет это породное разнообразие. Все образования комплекса имеют нормальную щелочность; он может быть отнесен к габбро-диорит-плагиогранитовой формации.

От основных магматитов кэршорского комплекса собские габброиды отличаются резко пониженными содержаниями ванадия и титана, в

меньшей степени кобальта, но более высокими концентрациями лития, рубидия, цезия, стронция и циркония. С собским комплексом некоторые исследователи связывают золотое оруденение месторождения Новогоднее-Монто, а также жильные проявления и пункты минерализации меди. Ранне-среднедевонский возраст подразделения принят на основании данных изотопного датирования (по единичным цирконам, SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) (пород первой фазы габброноритов, габбро, габбродиоритов, монцодиоритов), отобранных из различных пунктов области развития, которые показали значения  $400 \pm 5$ ;  $401,2 \pm 5,1$  и  $404 \pm 5$  млн лет, отвечающие эмсу [305]. Сходные данные получены и для тоналитов Rb-Sr методом (по валу –  $400 \pm 10$  млн лет [152]); для второй фазы комплекса они считаются несколько завышенными.

**Юньягинский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый** распространен в Щучьинской СФО, впервые описан на хр. Янгана-Пэ С. Н. Волковым (1951 г.); петротипом его считается одноименный дифференцированный массив. Это изометричное (конкордантное) батолитоподобное тело размером  $40 \times 25$  км, расположенное в бассейне рек Большая и Малая Харута. Другие массивы комплекса – Янганапэйский, Лаборовской, Сибилейский и более мелкие – локализованы в западной части хр. Янгана-Пэ (гора Лаборовая) и на восточных отрогах хр. Харам-Пэ [213, 230, 302]; почти везде могут быть установлены три фазы внедрения.

В первую ( $vD_{1j1}$ ) сформированы габбро: от мелано- до лейкократовых, а также (редко) их дифференциаты – габбродиориты; они занимают до 60% объема комплекса.

Породы второй фазы распространены повсеместно, представлены преимущественно диоритами ( $\delta D_{1-2j2}$ ) и подчиненными им гранодиоритами ( $\gamma \delta D_{1-2j2}$ ), с редко встречающимися тоналитами и плагиогранитами, образующими штокообразные тела размером  $0,4-1,6 \times 3,5-4,2$  км и удлиненно-линзовидные формы протяженностью до 10 км.

Третья фаза ( $\gamma D_{2j3}$ ) образована жильными, реже изометричными телами гранитов. Граниты между габбро и диоритами разных фаз резкие линейные, с узкими полосами роговообманковых роговиков. Граниты третьей фазы имеют рвущие ограничения и содержат ксенолиты габбро. Интрузии комплекса прорывают янганапэйскую и карбонатную толщи силура; отчетливо секущие «горячие» контакты установлены только для габброидов и пород жильной фации, они проявлены интенсивным ороговикованием и скарнированием вмещающих пород. Жильные породы образуют серию от основных (микрогаббро, долериты) до кислых (гранит-аплиты, микрограниты, гранит-пегматиты) разностей. Скарны по составу пироксен-гранатовые, пироксеновые, эпидот-пироксен-гранатовые, все они преимущественно рудоносные.

Габбро на отдельных участках обладают порфиroidной структурой; плагиоклаз (60–65%) в них представлен лабрадором ( $An_{42-70}$ ) – андезитом ( $An_{27-48}$ ), пироксен часто замещается роговой обманкой. Акцессорные минералы – титаномагнетит (2–5%), циркон, рутил, гематит, ильменит, апатит, пирит, титанит. Диориты и гранодиориты в краевых и прикровельных участках имеют порфиroidную, пойкилитовую, микропегматитовую

структуру. Минеральный состав их однообразен, меняются лишь количественные соотношения породообразующих компонентов (%): плагиоклаз ( $An_{15-53}$ ) – 45–80, роговая обманка – 5–40, кварц – 1–15, ортоклаз – до 5, клинопироксен, биотит – до 5; хлорит – 2–15, эпидот – 1–15. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, титанит, апатит, халькопирит, гранат, пирит, молибденит. Граниты обычно очень светлые массивные, нередко с гранофировой структурой; их минеральный состав (%): плагиоклаз ( $An_{7-15}$ ) – 30–50, кварц – 30–35, ортоклаз – 15–20, биотит – 1–2, из акцессорных минералов встречаются магнетит, апатит, циркон, титанит. На отдельных участках наблюдаются динамометаморфические преобразования – рассланцевание, милонитизация и катаклаз пород, нередко с порфиробластезом. Зоны тектонического брекчирования и бластокатаклаза (ширина до 300 м) залечены новообразованным кварцем, а также ассоциацией амфибола, эпидота, хлорита. Вторичные изменения проявились в актинолитизации, хлоритизации пироксена, сосюритизации и эпидотизации плагиоклаза, а также «объемной» пренитизации и карбонатизации.

Породы комплекса имеют нормальноую щелочность, образуют непрерывный ряд габбродиориты–кварцевые диориты–гранодиориты–плагиограниты–граниты, которые принадлежат как к натриевой, так и калиево-натриевой серии. Габброиды умеренно- и высокоглиноземистые; диориты и гранитоиды – высоко- и весьма высокоглиноземистые. На петрохимических диаграммах все семейства отвечают островодужным образованиям; они отождествляются с габбродиорит-гранитовой формацией (Г. Б. Ферштатер, 1987). Металлогенический облик комплекса определяют золотосодержащие скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления, генетически связанные с габбро и диоритами [192, 193]. Гранитоиды Лаборовского массива имеют секущие контакты с фаунистически охарактеризованными стратонами силура. Обломки тоналитов и кварцевых диоритов содержатся в живетских конгломератах, в связи с чем верхний возрастной предел для пород второй фазы определяется как доживетский. Исследование Rb-Sr системы, проведенные В. Л. Андреичевым по семи пробам из гранитоидов Янганапэйского массива, позволили получить для совокупности точек измерения изохронную зависимость с возрастом  $398 \pm 18$  млн лет ( $СКВО = 0,3$ ). Изучения цирконов из этих же гранитов U-Pb методом (SHRIMP-II) показало два возрастных кластера:  $435 \pm 5$  млн лет (по семи точкам в центральных частях зерен) и  $335 \pm 4$  млн лет (по трем точкам из краевых частей зерен) [6]. Ранне-среднедевонский возраст комплекса принят по серийной легенде.

**Конгорский комплекс монцогаббро-граносиенитовый гипабиссальный** распространен в Райизско-Войкарской подзоне Войкарской СФЗ. Впервые он описан Ю. Е. Молдаванцевым (1973 г.); название дано по одноименному ручью, расположенному к востоку от Войкаро-Сыннинского массива, где изучен петротипический массив. На рассматриваемой территории комплекс представлен двумя фазами: первая ( $vD_2kn_1$ ) образована габбро и кварцевыми габброидами, по составу иногда приближающимися к монцогаббро; небольшие массивы габбро известны на южном и западном флангах месторождения Новогоднее-Монто. Вторая ( $quD_{2-3}kn_2$ ) – малыми

(в т. ч. жильными) телами кварцевых монцонитов, реже монцодиоритов и дайками монцодиорит-порфириров; большинство этих тел локализовано в пределах Новогодненского рудного поля и на руч. Соколиный. Характерной особенностью петрографии конгорского комплекса является широкое распространение порфирировых структур. Сходство некоторых петрохимических и геохимических характеристик с таковыми для пород более древнего собского комплекса позволило некоторым исследователям утверждать, что конгорские габброиды являются производными «собской и тоналитовой магмы» (меланократовые расслоенные кумулаты) [273]. В целом же аналогом описываемого таксона можно считать ауэрбахский комплекс Тагильской мегазоны, а также относящийся к габбро-монцодиоритовой формации. Металлогеническая специализация пород не ясна; отдельными геологами с монцодиоритами связывались объекты золота сульфидно-кварцевой формации, в частности Петропавловское месторождение [397]. Средне-позднедевонский возраст комплекса обосновывается прежде всего геологическими факторами. Радиологические данные, полученные U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам из кварцсодержащего роговообманкового монцодиорита, показали две группы возрастов: 396–402 млн лет и 363–380 млн лет; первая из них соответствует интервалу, установленному (по многочисленным пробам) для пород собского комплекса [305], вторая, по всей видимости, характеризует время формирования конгорского комплекса.

**Юрменекский комплекс габбро-диорит-гранитовый гиабиссальный** выделен Охотниковым В. Н. [194] на «Юнъягинской площади», локализован в Щучинской СФО. К нему относятся три небольших массива, расположенные в верхнем течении р. Юнъяха (в полях развития пород харампейско-масловского и юнъягинского комплексов) – Юрменекский, Харасавейский и Каньонный, а в их окружении – небольшое количество линзовидных и жильных тел. Комплекс сформирован в три фазы; в первую выделяются массивные габбро ( $vD_2jr_1$ ), вторая представлена малыми массивами диоритов, редко монцодиоритов и гранодиоритов ( $\delta D_{2-3}jr_2$ ), в третью внедрялись тела гранитов, иногда гранодиоритов ( $\gamma D_3jr_3$ ). Кислые магматиты выполняют наиболее крупные штоки, гораздо реже встречаются мелкие массивы габбро, диоритов и кварцевых диоритов. Вблизи горы Юрменеку наблюдается последовательная смена пород (с запада на восток) от амфиболитизированных и биотитизированных габброидов до гранитов и аляскитов. В контактовой зоне Юрменекского массива располагается полоса брекчиевидных образований с пропиткой габброидов гранитоидным материалом, часто приобретающая характерный «мигматитовый» облик [194]. Минеральные парагенезисы габбро характеризуются наличием плагиоклаза ( $An_{35-55}$ ), гиперстена, авгита, биотита и иногда кварца. В диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах присутствует средний плагиоклаз ( $An_{15-40}$ ), роговая обманка, биотит, а также кварц и ортоклаз. В гранитах распространены микроклин, плагиоклаз ( $An_{20-28}$ ), кварц и биотит. Среди акцессорных минералов во всех породах выделяются апатит, магнетит, сфен; кроме того, в гранитах постоянно отмечается некоторое количество граната, циркона, ортита и эпидота. В целом породы юрменекского комплекса несколько

отличаются от аналогичных образований субсинхронного конгорского комплекса (Войкарская СФЗ) более кислым составом крайних дериватов и меньшей степенью щелочности. Распределение редкоземельных элементов также характеризуется практически идентичным трендом.

Последние радиологические данные, полученные в ИГ Коми НЦ УрО РАН, выявили зависимость значений возраста от положения опробованных массивов: Юрменекский –  $381 \pm 4$  млн лет; Харасавейский –  $359 \pm 6$  млн лет; Каньонный –  $350 \pm 4$  млн лет, что соответствует интервалу от франа до турне (В. А. Андреичев и др., 2008). Средне-позднедевонское время становления юрменекского комплекса принято согласно серийной легенде.

**Среднепалеозойские габбро и диориты Северного Зауралья ( $v\text{-}\delta\text{PZ}_2$ ).** Широко распространены в «уральской» части фундамента Западно-Сибирской платформы, где локализованы среди вулканогенно-осадочных образований ордовикско-среднедевонского возраста. Большая часть габброидных и диоритовых тел выделена по геофизическим полям; в частности эти образования довольно четко проявляются на актуализированных картах локального магнитных аномалий [361]. Они, как правило, формируют крупные массивы, в совокупности образующие протяженный (более 100 км) пояс субширотного простирания. Габбро и диориты вскрыты скважинами у юго-западного угла трапеции Q-42 на глубинах 1488–1520 м («Нижнекуноватская площадь»), где отмечаются переходы (обычно с неотчетливыми границами) от габбро к габбродиоритам и диоритам. На смежном с юга изданном листе P-42 эти породы индексируются как «среднепалеозойские габбро». Упомянутые тела почти повсеместно прорываются позднепалеозойскими гранитоидами. Определения радиологического возраста отсутствуют. По результатам геофизических исследований, массивы оконтуриваются максимумами локальной составляющей гравитационного и магнитного полей. В «обнаженных» частях Восточного Урала и Зауралья ассоциацией габброидов и диоритов сложен целый ряд комплексов, датированных позднеживетско-франским (петрокаменский), франско-фаменским (джабыгасайский, коскольский) или турнейским (смолинский, неплюевский, вознесенский, михеевский) временем становления. Они обычно трактуются как гипабиссальные образования и связываются с раннеколлизийным этапом формирования складчатой системы («режим вулканоплутонических поясов»).

**Наунпэйский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ( $v\beta C_1n$ )** объединяет штоки габбродолеритов и линейные тела долеритов ( $\beta$ ), прорывающие отложения силурийских и девонских толщ; выделен В. Н. Вороновым в 1976 г., распространен в Щучьинской СФО. Внемасштабные интрузии представлены преимущественно дайками, редко силлами; мощность их – от первых метров до 60 м, видимая протяженность – более 600 м. В районе горы Лаборовая габбродолериты образуют серию штокообразных тел, размер их в поперечнике колеблется от 100 до 800 м [302]. Границы с вмещающими породами обычно резкие, в экзоконтактах габбродолеритов наблюдаются зоны закалки. Они сложены (%): плагиоклазом (лабрадор) – 40–55, клинопироксеном (авгит) – 20–30, роговой обманкой – 10–30, вулканическим стеклом – до 10; аксессуарные

минералы – титаномагнетит (до 5%), ильменит, рутил, пирит, апатит, гранат. Согласно петрохимической классификации, подавляющее большинство пород наунпэйского комплекса относится к габброидам калиево-натриевой серии, умеренно- и высокоглиноземистым. Средний нормативный состав (CIPW) характеризуется равным количеством альбита и анортита, постоянным присутствием оливина. По своим петрографическим и петрохимическим характеристикам они сходны с недифференцированными траппами Сибири. Комплекс является типичным представителем габбродолеритовой формации. Рудная минерализация, связанная с габбродолеритами и долеритами, не установлена. Время формирования комплекса принято раннекаменноугольным по факту прорывания его интрузиями фаменских отложений (талъбейская толща). Единственная изотопная датировка, полученная U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам (прил. 7), дает живецкий возраст – 385,1 млн лет [325].

### **Позднепалеозойско-раннемезозойские интрузии**

**Позднепалеозойские гранитоиды Северного Зауралья** ( $\gamma PZ_3$ ) широко распространены в северо-западном сегменте фундамента Западно-Сибирской платформы, где они прорывают стратоны и интрузивные комплексы протерозоя, раннего и среднего палеозоя. Рассматриваемые образования представлены гранитами, гранодиоритами, лейкогранитами, реже монцогранитами. На территории Западно-Сибирской серии листов ГК-1000/3 (в пределах трапеции Q-42) рассматриваемое подразделение распространено в Восточно-Уральской СФЗ перми (фрагмент Полярно-Уральской СЛ-200), а также в Берёзово-Сартыньинском, Янгиюганском, Шеркалинском, Ярудейском и Новопортовском районах «палеозойской части фундамента». Здесь гранитоиды вскрыты рядом скважин на «Верхнекуноватской», «Мшистой», «Танопчинской» площадях; к поверхности фундамента они там выходят на глубинах от 1690 до 2094 м. Контуры распространения гранитоидных тел достаточно уверенно определяются локальными высокоинтенсивными гравитационными минимумами, совпадающими в целом с отрицательными значениями магнитного поля. Судя по геофизическим данным, массивы гранитов чаще всего имеют овальную форму или слегка вытянутую вдоль кристаллизационной сланцеватости гнейсов. Они прорывают стратиграфические подразделения от раннего протерозоя до раннего карбона включительно. Широкое распространение гранитоидов в пределах гнейсово-амфиболовых «блоков» кристаллического фундамента подтверждает представление уральских геологов об их анатектической природе. В пределах всей Восточно-Уральской мегазоны гранитоиды образуют непрерывный пояс – так называемую «Главную гранитную ось Урала».

В хорошо изученных районах восточного склона Среднего и Южного Урала подобные образования группируются в несколько интрузивных комплексов; многочисленные радиологические даты (полученные разными методами) укладываются в интервал от среднего карбона (рубеж башкирского

и московского веков) до поздней перми (иногда – до низов раннего триаса) включительно. Все они относятся к гранитовой или гранит-лейкогранитовой формациям, считаются продуктами корового палингенеза и связываются с заключительным (орогенным) этапом развития уралид. В некоторых скважинах на территории листа для гранитных массивов получены К-Аг датировки: позднекаменноугольные – 297 млн лет, позднепермские – 263 млн лет и даже среднетриасовые – 240 млн лет; в последнем случае возраст явно «омоложен», так как все известные на Урале для этого времени кислые магматиты представлены немногочисленными гипабиссальными телами щелочного ряда. Янгиюганской параметрической скважиной в интервале 2803–2805 м пересечено небольшое тело гранодиоритов, прорывающее дациты и риолиты нижнекаменноугольной сармикяхинской толщи и считающееся апофизом крупной гранитной интрузии, выделяемой непосредственно к западу от скважины по геофизическим данным [348]. По гранодиоритам **U-Pb методом (SHRIMP-II) были получены два конкордантных** возраста (прил. 7)  $508 \pm 6$  и  $277 \pm 4$  млн лет. Среднекембрийские цирконы считаются захваченными из субстрата (возможно, из байкальских палингенных гранитоидов), а раннепермские – вероятно, отвечают времени формирования гранодиоритов. Учитывая раннекаменноугольный возраст прорванного гранитоидами стратона, время формирования гранодиоритов принимается позднепалеозойским, без уточнения до периода [348].

**Лонготский комплекс граносиенит-гранитовый гипабиссальный** ( $\gamma\zeta P?l$ ) выделен В. А. Душиным и др. при ГДП-200 [325], локализован в Харбейской подзоне Западно-Уральской СФЗ перми. Он объединяет малые тела, сложенные граносиенитами, реже микролин-пертитовыми гранитами, лейкогранитами. Они закартированы на правобережье р. Лонготъган (среднее течение), на водоразделе этого водотока с р. Лаптаёган (среди отложений ханмейхойской свиты) и в бассейне руч. Мелкорыбный; локализованы главным образом в зонах крупных разрывных нарушений, узлах их сопряжения и пересечения. Гранитоиды образуют мелкие субизометричные тела (до  $10 \times 15$  м), дайки ( $1-5 \times 700-800$  м), а также серии сближенных уплощенно-линзовых или пластообразных обособлений протяженностью в десятки и первые сотни метров при мощности от долей метра до 15 м. К наиболее крупным можно отнести два тела вблизи руч. Мелкорыбный, имеющие размеры  $0,4 \times 2$  км и  $1,7 \times 3$  км. Аляскитовые граниты и граносиениты имеют характерный красный оттенок. Они слагают, помимо относительно небольших тел, и жильные образования, инфицирующие лейкократовые граниты; характер контактов не ясен. Породы часто интенсивно калишпатизированы и альбитизированы. Гранитоиды комплекса принадлежат к нормальнокислым или ультракислым с повышенной глиноземистостью и щелочностью. На петрохимических диаграммах выделяются в полях умереннощелочных, реже нормальнощелочных лейкогранитов, относятся к калиево-натриевому, чаще калиевому типу. С дайками кислых магматитов генетически связаны проявления редкометалльно-редкоземельной минерализации [325]. Значения изотопного возраста (U-Pb метод, SHRIMP-II) –  $266,8 \pm 7$ ,  $302,3 \pm 8,1$ ,  $463 \pm 13$  и  $511 \pm 11$  млн лет (прил. 7), полученные В. А. Душиным с соавторами (руч. Мелкорыбный),

показывают большой разброс ранний кембрий–средняя пермь [321]. Подобные жильные тела описывались ранее в составе «лонготьюганского комплекса» на рудных полях тантал-ниобиевых месторождений. Возраст гранитоидов комплекса дискуссионен и условно принимается пермским согласно серийной легенде.

**Мусюрский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный** ( $\beta P_3$ – $T_1 ? m$ ) распространен в Щучинском синклинии, относится к Восточно-Уральской СФЗ. Представлен дайками долеритов и конгадолеритов (редко габбродолеритов), обычно контролируемые разрывными нарушениями северо-западной, редко северо-восточной ориентировки; мощность тел – от 10 см до 50 м (но в основном не превышает первых метров), протяженность – от десятков метров до первых километров. Контакты с вмещающими породами активные (с зонами закалки и расщепления в краевых частях), иногда осложнены редкими апофизами и включениями ксенолитов. Структура долеритовая мелкозернистая (часто пойкилоофитовая), иногда габбродолеритовая; текстура массивная, в краевых частях даек роговиковая. Иногда наблюдается слабая эпидотизация или хлоритизация вмещающих пород в экзоконтактах даек, встречаются маломощные кварцевые прожилки, содержащие убогую вкрапленность пирита и магнетита. В долеритах плагиоклаз (андезин-лабрадор,  $An_{45-55}$ ) составляет 50–70%, моноклинный пироксен представлен авгитом с молекулярной железистостью 42%. Характерно присутствие кварца в виде мелких зерен и закономерных сростков (микропегматитовых) с кислым плагиоклазом; в этих случаях породы близки к конгадиабазам. Вторичные изменения проявлены амфиболитизацией, хлоритизацией, эпидотитизацией и карбонатизацией клинопироксена, а также сосюритизацией и пренитизацией плагиоклаза. Все породы комплекса характеризуются сравнительно стабильными содержаниями  $K_2O$  (около 1%) и отношением  $Na_2O/K_2O = 3-4$ ; присутствует нормативный кварц (от 1 до 19%). По петрохимическим параметрам они могут быть сопоставлены с траппами Сибирской платформы (красноселькупский комплекс) либо с траппоидами коротаихинского комплекса Предуральского прогиба [72]. С долеритами мусюрского комплекса связываются проявления золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Возраст комплекса определяется условно как позднепермско-раннетриасовый на основании геологических данных, полученных при разведке месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское [325]. Время формирования долеритов отождествляется с завершающими стадиями орогенного этапа развития региона. Полученная изотопная датировка (прил. 7), выполненная U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам, имеет раннепермское значение – 290 млн лет [325].

**Триасовые долериты Северного Зауралья** ( $v\beta T_2$ ) распространены под чехлом платформы в юго-восточной части территории, в пределах Тундринского района триаса; они тесно взаимосвязаны с базальтами и трахибазальтами туринской серии. Это невалидное подразделение представлено здесь габбродолеритами и долеритами, которые образуют пластовые тела ( $5 \times 20$  км), иногда довольно крупные массивы (до  $10 \times 20$  км);

последние особенно широко проявлены на юге листа, где туринские отложения образуют обширное поле. Следует отметить, что для интрузивных габбродолеритов на смежной с юга территории К-Аг методом определен возраст 248 и 242 млн лет [75].

**Яляяхинский комплекс эссексит-лампрофировый гипабиссальный** ( $\epsilon\nu\beta T_3-J_l/l$ ) выделен Б. В. Перевозчиковым [302], локализован в Харбейском и Щучьинском районах. К нему тогда были отнесены все наиболее поздние («кайнотипные») дайки основного и среднего состава [282]. Комплекс объединяет серию внемасштабных штоков и даек эссексит-долеритов и более редких лампрофиров ( $\chi$ ), в том числе лампрофиры выделяемого ранее В. А. Душиным «марунского гипабиссального комплекса» [92, 98]. Малые тела контролируются разрывными нарушениями северо-западного простирания, а также оперяющими их разломами. Они внедрены в позднепротерозойские метаморфиты, силурийские и девонские отложения, интрузивные породы юньягинского комплекса. Дайки эссексит-долеритов прорывают также жилы гранит-аплитов и прожилки эпидот-хлоритового состава, содержащиеся в девонских тоналитах, пересекают зоны дробления и зеркала скольжения [67]. Мощность тел колеблется от 5 см до 60 м; протяженность даек достоверно прослежена на расстояние до 500 м. Для пород характерна лестничная отдельность и слабая дифференцированность по зернистости от периферии к центру. Контакты тел повсеместно резкие с неширокими, но отчетливо выраженными зонами закалки (вплоть до появления вулканического стекла); иногда отмечаются мелкие ксенолиты вмещающих пород. Лампрофиры формируют крутопадающие дайки северо-западного и северо-восточного простирания, мощность их – от 0,2 до 3 м. Чаще это черные афанитовые породы с раковистым изломом и характерным шелковистым блеском; при полировке приобретают глубокую черную окраску [325]. Эссексит-долериты имеют серый или темно-серый цвет, тонко- или мелкозернистое строение, порфировидную (в основной массе офитовую) структуру. До 10% объема породы составляют вкрапленники пироксена и плагиоклаза, редко встречаются фенокристы баркевикита и биотита, погруженные в слабо девитрифицированное стекло. Лампрофиры представлены единитами, реже спессартитами. Текстуры пород повсеместно массивные однородные; структуры в зависимости от состава изменяются от офитовых до лампрофировых. Первичные минеральные парагенезисы в единитах: плагиоклаз ( $An_{70-55}$ ), клинопироксен, роговая обманка; в спессартитах – плагиоклаз ( $An_{50-30}$ ), роговая обманка (авгит), кварц, биотит, микроклин; среди акцессорных минералов доминирует апатит, отмечается магнетит (до 7%), ильменит, пирит, титан, циркон. В некоторых щелочных разновидностях основная масса представлена лейцитом и продуктами его разрушения.

Магматиты яляяхинского комплекса принадлежат к основным породам умереннощелочного ряда калиево-натриевой серии; в отдельных случаях они могут быть отнесены к калиевой серии. Заметной особенностью описываемых образований является высокое содержание РЗЭ (особенно легких), в сотни или десятки раз превышающее их количество в хондритах,

что характерно для щелочных формаций зон активизации платформ. На основании геологических данных, свидетельствующих о внедрении щелочных долеритов после проявления метаморфических процессов, которыми затронуты вмещающие их породы (в том числе среднекаменноугольные), а также исходя из **Sm-Nd датировок, определяющих время их формирования** в интервале от 150 до 192 млн лет (прил. 7), возраст комплекса принимается поздне триасово-раннеюрским [325].

---

---

---

## МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Территория Полярного Урала является уникальной областью проявления разновозрастных процессов динамотермального (регионального) и дислокационного метаморфизма, сформировавших здесь парагенезисы пород амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, линейные зоны глаукофановых и эклогитовых метаморфитов, обширные области развития динамометаморфизма низких ступеней. Дополняют картину термальные (контактовые) преобразования горных пород, а также «аллохимические» ассоциации низкотемпературного щелочно-кремниевое и железо-магнезиального метасоматоза, имеющего важное петро- и рудогенетическое значение. Кроме того, здесь широко проявлены процессы калишпатизации (гранитизации), альбитизации, окварцевания, серицитизации, флюоритизации, серпентинизации, хлоритизации. Большинство продуктов этих метаморфических преобразований на геологической карте не нашли отражения в связи с малыми размерами объектов и большой загруженностью ее «уральской» части.

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

**Марункеуский комплекс амфиболит-гнейсовый** ( $agV_2$ – $\epsilon mr$ ) распространен в Харбейско-Марункеуской СФЗ, где территориально ограничен «Маруншорским» пакетом пластин шириной 5–7 км и протяженностью 25 км, расположенным в северной части Восточно-Харбейского аллохтона. Соотношения метаморфитов с окружающими породами – тектонические. Изначально образования комплекса выделялись как стратиграфическое подразделение (под тем же географическим названием), выведенное А. В. Цимбалюком [64] из состава ханмейхойской свиты (нижней ее толщи); «марункеуская свита» была включена в состав харбейского комплекса (стратифицируемая) решениями IV Уральского стратиграфического совещания [234]. Этот блок (пакет пластин) многими исследователями рассматривается как самостоятельная структура со своим сложным внутренним строением и длительной историей становления [241]. Рассматриваемый метаморфический комплекс образован гнейсами, амфиболитами, мигматитами и сопряженными с ними гранитогнейсами; кроме того, он характеризуется наложенной площадной эклогитизацией и линейными зонами глаукофановых сланцев (по периферии блока). На среднемасштабных космоснимках

здесь вырисовывается сложноскладчатая дугообразная структура с преобладанием субширотных («неуральских») простираний. Характерны веерообразные складки (Удовкина, 1988) с крутыми углами падения (от 60 до 80°) в центральной части структуры, выполаживающимися к периферии.

Комплекс весьма условно разделяется на «верхнюю» и «нижнюю» части. В последней (ручьи Нягар-Нео-Шор, Перидотитовый) развиты чередующиеся тела гнейсов, гранитогнейсов, в меньшей степени гранатовых амфиболитов, мигматитов и наложенных эклогитов [67]. «Верхняя часть» на западе и севере представлена чередующимися пакетами очковых амфиболитов (с гранатом и биотитом) и биотитовых, роговообманково-биотитовых, двуслюдяных плагиогнейсов (часто гранатосодержащих), среди которых иногда отмечаются скрины альмандиновых эклогитов. Характерна перемежаемость метаморфитов с гранитоидами, интрузивные контакты с которыми не установлены. В районе «Слюдяной Горки» наблюдается цепочка тел эклогитов и эклогитизированных перидотитов, габбро и развитых по ним бластотектонитов [24]. Различается два типа эклогитов: «пироповые», пространственно связанные с перидотитами, «альмандиновые» ассоциируют с амфиболит-гнейсовой частью комплекса и наблюдаются как в виде небольших «прослоев», так и более значительных «пакетов» мощностью до 100 (редко 300) м, которые в свою очередь перемежаются с «пластами и пачками» гранатовых амфиболитов, реже биотитовых, амфибол-биотитовых и двуслюдяных гнейсов. Для них типичны широкие поля гранитизации, полностью стирающей границы между гнейсами и гранитоидами [239, 241]. Соотношение эклогитов с гнейсами и амфиболитами сложное, что связано, по мнению А. П. Казака, с неоднократным проявлением эклогитизации.

Нельзя также исключать, что в составе комплекса присутствуют породы тектонически скученных докембрийских и палеозойских стратонов, а также разновозрастных инъективных образований. Цирконы, выделенные из метаморфитов, сильно варьируют по габитусу и цвету; наряду с призматическими гранитоидного облика (в гранитизированных породах) встречаются изометричные зерна, характерные для габброидов и диоритов [120]. Повышенные содержания апатита, сфена, эпидота и цирконов изометричного габитуса позволяют предположить, что исходным субстратом для биотитовых гнейсов и амфиболитов были метабазиты (или магматиты среднего состава), неоднократно претерпевшие гранитизацию, мигматизацию и метасоматоз. Наличие реликтов перидотитов (в т. ч. плагиоклазовых), троктолитов, пироксенитов, габброноритов дает основание полагать, что исходный субстрат марункеуского комплекса мог быть частично представлен глубинной ультрамафит-мафитовой ассоциацией. В гнейсах и амфиболитах известны проявления метаморфогенной ильменит-рутил-гематитовой минерализации.

Вопрос о возрасте субстрата метаморфических пород комплекса остается трудно разрешимой задачей. На основании геологических наблюдений и имеющихся изотопно-геохронологических данных, полученных в разное время и различными методами, возраст протолита интерпретировался как раннепротерозойский, позднепротерозойский (рифейско-

раннекембрийский) или раннепалеозойский. Цирконы, отобранные нами из метаморфитов, были исследованы **U-Pb методом (SHRIMP-II)**. В гранитизированных гнейсах (руч. Нягар-Нео-Шор) они призматической формы, с магматической (или нарушенной магматической) зональностью, часто с темной оторочкой по краям; по всем точкам в центре и на краях зерен получен конкордатный возраст  $524 \pm 3$  млн лет (СКВО = 0,25). Цирконы из слюдяных гнейсов с правобережья р. Большая Хадата (выше устья руч. Няхарнеяшор) также обладают магматической и нарушенной магматической зональностью, но имеют тонкую светлую оторочку по краям; они показали два конкордатных возраста (прил. 7):  $527 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0,064) и (менее достоверный)  $481 \pm 3$  млн лет. **Таким образом, поздневендско-кембрийские значения ложатся в «облако» датировок, фиксирующих время регионального метаморфизма и палингенной гранитизации на Урале в заключительный этап байкальского тектогенеза.**

### ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ) МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфическими образованиями Полярного Урала в разное время занимались: Н. Г. Удовкина [239, 241], Н. Л. Добрецов [88], Г. А. Кейльман, В. В. Бутин (1975 г.), Ю. Е. Молдаванцев (1976, 1977 гг.), А. П. Казак [117, 118, 119, 120], В. И. Ленных, П. М. Вализер [24, 25], В. Л. Андреев (1999, 2010 г.) и др. Следует отметить, что реально наблюдаемые объекты являются, как правило, продуктом разновременных и разнонаправленных процессов изохимического и аллохимического метаморфизма, что часто затрудняет идентификацию их субстрата при картировании.

*Зеленосланцевая фация.* Проявления зеленосланцевого метаморфизма распространены достаточно широко, преимущественно на западе Урала. В Харбейском антиклинории этим метаморфизмом переработаны вулканогенно-осадочные парагенезы среднерифейской няровейской серии, верхнерифейской немурюганской свиты и (в меньшей степени) вендско-кембрийской сядатинской свиты. Метаморфиты представлены преимущественно тонкополосчатыми парасланцами кварц-альбит-хлорит-серицитового состава и апобазальтовыми альбит-серицит-хлоритовыми, реже кварц-углеродисто-слюдистыми сланцами, в меньшей степени присутствуют мраморы и кварциты. Примерно такой же, кварц-альбит-хлорит-серицитовый, состав метаморфитов наблюдается и в орангской свите нижнего-среднего ордовика Орангского аллохтона. Проявления метаморфизма в раннепалеозойских осадочных комплексах, бадамельской серии и арканьрдской свиты, Полярно-Уральского антиклинория колеблются в диапазоне от стадии регионального эпигенеза до низких ступеней (серицит-хлоритовая) зеленосланцевой фации.

В целом, рассматривая проявления зеленосланцевого метаморфизма, можно констатировать закономерность в смене его интенсивности (субфаций) от биотит-кварц-мусковит-хлоритовой (иногда с гранатом) на востоке Западно-Харбейского антиклинория, и постепенным ослаблением его к западу, вплоть до стадии регионального эпигенеза. Необходимо отметить,

что зеленосланцевый метаморфизм, наложенный на высокотемпературные метаморфические комплексы Восточно-Харьбейского аллохтона, становится относительно них регрессивным, ведущим к образованию диафторитов в последних. Низкотемпературный диафторез проявился процессами хлоритизации, мусковитизации, эпидотизации, карбонатизации и т. д., причем последний играл значительную роль в преобразовании исходных пород с формированием отдельных карбонатных прослоев. Карбонатизация и эпидотизация приводит нередко к полному замещению исходной породы, что затрудняет восстановление ее первичного субстрата. Образования зеленосланцевых комплексов подверглись интенсивному дислокационному метаморфизму.

*Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации нерасчлененные.* Метаморфические преобразования пород этого уровня широко проявлены в Восточно-Харьбейском аллохтоне и в образованиях фундамента Западно-Сибирской платформы. На Урале они представлены амфиболитами и гнейсами ханмейхойской и лаптаюганской свит, образованных на заключительном этапе байкальского тектогенеза в поздневендско-кембрийское время. Возраст протолита этих образований датируется условно ранним протерозоем, но, по нашим изотопно-геохронологическим данным (см. гл. «Стратиграфия»), протолит следует датировать поздним рифеем. Породы испытали двухэтапный метаморфизм. Метаморфизм первого этапа по P-T условиям ( $T > 750^\circ \text{C}$ ,  $P > 6 \text{ кбар}$ ) отвечал уровню амфиболитовой фации сопровождавшейся широким фронтом гранитизации и мигматизации. Второй этап регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации проявился здесь локально, в виде диафтореза относительно пород амфиболитовой фации, выразившегося в образовании очковых альбит-амфиболовых и олигоклаз-альбитовых амфиболитов.

Образования ханмейхойской и лаптаюганской свит сложены плагиоклазовыми, гранатовыми и эпидот-гранатовыми амфиболитами и чередующимися с ними амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и мигматитами. В одних разрезах преобладают амфиболиты, в других – гнейсы. Более низкотемпературные условия метаморфизма, соответствующие низким ступеням амфиболитовой и высокой ступени эпидот-амфиболитовой фаций, характерны для париквасьшорской свиты. В ее составе преобладают кристаллические мусковит-амфибол-кварцевые сланцы и плагиогнейсы. Такие же условия обычны и для верхней части разреза ханмейхойской свиты. Региональный метаморфизм следующего этапа был связан с проявлением широкого фронта гранитизации. Возможно, что интенсивное развитие синкинематической метасоматической гранитизации сопровождалось значительной тектонической перестройкой метаморфического комплекса, вследствие чего наиболее интенсивная гранитизация проявилась в ядрах блоково-купольных структур.

Южнее и восточнее, в закрытой части фундамента ЗСП на территории листа Q-42, судя по данным геофизики, космодешифрирования и керна глубоких скважин, нерасчлененные метаморфические образования кристаллического фундамента представлены плагиоклазовыми, гранат-эпидотовыми, амфиболовыми, биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами,

плаггиогнейсами и гранитогнейсами. Наиболее широко распространены биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Они вскрыты скважинами на продолжении Восточно-Уральского поднятия в Куноватском и Полуйско-Берёзовском макроблоках. Следовательно, под мощной толщей осадочного чехла Западно-Сибирской платформы скважинами вскрыты метаморфические образования, которые по петрографическому составу и парагенезу породообразующих минералов сопоставимы с метаморфическими образованиями Полярного Урала.

Гранитоиды в составе кристаллического фундамента погребенной части Урала современными методами изотопной геохронологии практически не изучены. Среди исследователей существует мнение, что большая часть гранитоидов палингенно-метасоматические (автохтонные), а другая часть – паравтохтонные за счет преобразования более древних гранитоидов и вмещающих их вулканогенно-осадочных пород. Имеющаяся изотопная датировка показывает пермский возраст (см. разд. «Магматизм»), что противоречит вендско-кембрийским датировкам палингенно-метасоматических гранитов горной части Урала.

В Щучьинском синклинии породы малохадатинского дунит-верлит-клинопироксенитового и мальковского метагаббро-амфиболитового комплексов, прилегающих к Западно-Сыумкеускому надвигу с востока, претерпели сложный комплекс метаморфических преобразований, оцененный как совокупность процессов регионального и дислокационного метаморфизма. В габброноритах правобережья р. Малько (среднее течение) встречаются породы с линзовидными порфиробластовыми выделениями опаловидного голубоватого кварца. Структура этих пород полосчатая, линзовидно-полосчатая, гнейсовидная. Такая гнейсовидность пород обусловлена линейным расположением порфиробласт голубоватого кварца и гиперстена. Голубоватый кварц содержит многочисленные игольчатые или волосовидные включения рутила, которыми и обусловлена его окраска. Наличие опаловидного голубоватого кварца и плаггиоклаза с тонкими волосовидными кристаллами рутила свидетельствует о повышенных давлениях и высокой температуре образования этих пород.

## ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Проявления дислокационного метаморфизма на Полярном Урале контролируются зонами крупных тектонических нарушений, формирующих современный структурный план территории. Зона ГУР и его северный сегмент, представленный разломом надвиговой кинематики, является важнейшим трансрегиональным структурным элементом, разграничивающим палеоконтинентальную и палеоокеаническую области Уральской складчатой системы. К другим важным структурным элементам на Полярном Урале относятся Орангско-Осовейский шарьяж, Собско-Нундерминский надвиг, Хадатинско-Ханмейский и Лаптаюганский шарьяжи, ограничивающие размещение гнейсов и амфиболитов соответственно Западно- и Восточно-Харбейского аллохтонов.

*Дислокационный метаморфизм фаций умеренного давления.* Проявления умеренного динамометаморфизма в различной степени фиксируются практически на всем пространстве листа, занятом образованиями Уральской складчатой системы. Они контролируются тектоническими нарушениями уральского направления, сопровождающиеся зонами и площадными ареалами тектонитов в виде бластомилонитов, бластотектонитов и нерасчлененных тектонитов. При полевых наблюдениях обращает на себя внимание высокая степень дислоцированности пород протерозойских и частично палеозойских структурно-вещественных комплексов. В современном структурном плане они образуют «дислокационную моноклираль» с восточным падением плоскостей сланцеватости, подчиненную простирацию генеральной структуры. «Моноклираль» осложнена напряженной мелкой изоклинальной складчатостью и пloyчатостью, структурами пластического течения пород; при этом дислокационная сланцеватость не всегда совпадает с метаморфической полосчатостью зеленых сланцев. Обычны будинаж-структуры, включающие обрывки слоев и микроскладок с большим количеством будин-»закатышей» червеобразной и округлой формы кварцевого и альбит-кварцевого состава. Иногда наблюдаются тектонические линзы, сформированные в результате совместной пластической деформации разнокомпетентных пород (кварц-полевошпатовых и хлорит (амфибол)-эпидотовых). Подобные дислокации на микро- и макроуровне описаны в породах париквасьшорской свиты, слагающих синформу в ядре «Харбейского блока» [15, 157].

Распределение динамических нагрузок на регионально-метаморфизованные породы по латерали было неравномерно. Наблюдаются значительные участки интенсивно рассланцованных позднепротерозойских пород, но без признаков вышеописанных структур, что свидетельствует о зональном характере дислокационного метаморфизма, при котором распределение максимальных напряжений связано с шовными зонами сложнопостроенных тектонических пластин. Картирование их в большинстве случаев затруднено в связи с однотипностью дислоцированной массы зеленых сланцев, образующих доминирующие объемы в позднепротерозойских и раннепалеозойских сланцевых комплексах, склонных к пластическому течению и деформациям. В разнокомпонентных породах нередко наблюдаются цепочки будинированных пород (мраморов, гранитов), погруженных в деструктурированный матрикс из зеленых сланцев. В верховьях р. Немур-Юган, выше устья руч. Мраморный, на левобережье в склоне берегового хребта наблюдаются цепочки макробудин мраморизованных пород ромбовидной формы в обрамлении интенсивно перемятых зеленых сланцев. Несмотря на высокую степень дислоцированности образований немурюганской свиты, отчетливо видно, что блоки мраморизованных пород, вероятно, являются тектонически разобщенными фрагментами одного стратифицированного пласта.

Проведенные геотермобарометрические исследования показали, что наиболее высокие значения Р-Т параметров получены для образцов, отобранных из нижнепротерозойских пород ханмейхойской свиты, в которых они достигают примерно 640–670 °С и 12–14 кбар. Для большинства остальных

гранатсодержащих образцов, отобранных в осевой части Восточно-Харьбейского аллахтона, наблюдается тенденция падения расчетных параметров в западном направлении (в частности, давления от 10,4 кбар до 6,8–5,1 кбар). Наиболее низкие значения  $P = 5,1–6,9$  кбар и  $T = 424–488$  °C получены для безгранатовых зеленых сланцев немурюганской и орангской свит на западном окончании профиля (однако для них и определения оказываются наименее надежными). В общем, высокие давления, получаемые методом расчета минеральных равновесий, косвенно подтверждаются как специфическими составами некоторых минералов (например, высокими содержаниями Al в амфиболах, а также Na), так и присутствием некоторых минералов, характерных для низкотемпературных комплексов повышенных давлений (парагонита и стильпомелана). Полученные результаты свидетельствуют о проявлениях дислокационного метаморфизма при высоких и повышенных давлениях на значительном удалении от детально изученных районов глаукофан-барруазитовых и экологитовых проявлений, не только в швах надвиговых структур, но и имеющего площадной характер [131].

Многочисленные субогласные линзовидные тела автохтонных и правтохтонных доордовикских гранитоидов, залегающих среди рифейско-вендских метаморфических пород, образуя в совокупности пояс малых интрузий гранитов. Они представляют собой обычно интенсивно тектонизированные линзообразные тела с развитием порфиробластических структур (по их периферии), часто сменяющимися к центру хорошо раскристаллизованными гранитоподобными метасоматитами (серого и серо-розового цвета) калишпат-альбит-кварцевого состава. При описании состава гранитоидных и базитовых комплексов обращает на себя внимание постоянное присутствие в них минералов-индикаторов стресс-метаморфизма – стильпомелана, парагонита, фенгита, сфена, реже глаукофана.

Степень дислоцированности пород рифейско-вендских СВК значительна, но неравномерна по площади. Максимально она проявляется в зонах тектонических нарушений, вплоть до появления деструктурированного матрикса, свойственного зонам тектонического меланжа. Проявления динамометаморфизма не ограничиваются полем развития позднепротерозойских образований. Характер дислокаций зеленых сланцев орангской свиты ордовика (с проявлениями изоклиальной микроскладчатости, следами пластического течения пород, будинаж-структурами) идентичен дислокациям в позднепротерозойских зеленых сланцах. Подобные дислокации наблюдались и западнее, в районе оз. Усваты, где в ордовикских кварцитовидных песчаниках усинской и малопайпудынской свит фиксируются интенсивные проявления динамометаморфизма в виде линейных субогласных зон катаклазированных и милонитизированных пород с нарушенными фрагментами мелкой изоклиальной складчатости и проявлениями микро- и макробудинажа, в виде линзовидных блоков слабодислоцированных песчаников.

*Глаукофансланцевая фация.* Линейные зоны глаукофанового метаморфизма на Полярном Урале описаны и изучены достаточно подробно [90, 117, 24]. Все они связаны с зонами чешуйчато-надвиговых дислокаций и контролируются крупными зонами тектонических нарушений.

К западу от гипербазитового массива Сьум-Кеу, в зоне Хадатинско-Ханмейского шарьяжа прослеживается протяженная полоса глаукофан-сланцевого метаморфизма. Вмещающие породы представлены зелеными апобазальтовыми сланцами, графито-кварцевыми сланцами (часто с бесцветным глаукофаном), амфиболитами и редко эклогитами с барраузитом и глаукофаном, в которых наблюдаются постепенные взаимопереходы от апобазальтовых сланцев к глаукофановым сланцам и глаукофанитам. Полосу глаукофансланцевых пород в зоне (подошве) шарьяжа, можно рассматривать как тектоническую зону смятия, сформировавшуюся в условиях высоких давлений ( $P$  – до 10–11 кбар) и температур ( $T$  – до 500–550 °С). В. И. Ленных и П. М. Валинзер (1988 г.) выделяют их в самостоятельный «Гердизский эклогит-глаукофансланцевый комплекс», объединяющий образования глаукофановой и эклогитовой фаций. На северо-восточном фланге этой полосы вдоль шовной части субширотного разлома р. Большая Щучья на расстоянии более 8 км при ширине от 2 до 4 км зеленые метаэффузивы (метабазальты) преобразованы в эпидот-глаукофановые, эпидот-кросситовые сланцы, часто с рибекитом, ферриглаукофаном, барраузитом и другими щелочными амфиболами [120].

Проявления зонального дислокационного метаморфизма наблюдались В. А. Душиным [67] в Собско-Нундерминской чешуйчато-надвиговой зоне, прослеженной им от р. Собь и севернее. Внутреннее строение этой зоны, имеющей мощность от 200 до 2000 м, характеризуется широким развитием структур будинажа, катаклаза и милонитизации. Иногда в них встречаются высокобарические минералы – стильпомелан и глаукофан. Еще западнее, в зоне Орангско-Осовейского шва, ограничивающего Лемвинский аллахтон, подчеркнутого зоной тектонитов умеренных давлений, установлены участки с проявлением стильпомелановой и глаукофановой минерализации.

В Щучинском синклинии, на правом берегу руч. Гердиз-Шор, в тектонической пластине, сложенной метавулканогенно-метаосадочными образованиями сядайской свиты, прослеживается узкая полоса лавсонит-глаукофановых сланцев в виде ветвящихся зон мощностью до 100–150 м, прослеженных на протяжении нескольких километров в пределах сядайской свиты. В парагенезисе отмечается лавсонит, ферриглаукофан, глаукофан, эпидот, цоизит, хлорит, альбит. Наблюдаются все переходные типы пород вплоть до глаукофанитов [117].

Хорошая сохранность минеральных глаукофансланцевых ассоциаций, конформность структурной позиции минералов с динамическими структурами свидетельствуют о приуроченности дислокационного метаморфизма к палеозойским этапам тектонической эволюции Полярного Урала.

*Эклогитовая фация* выделяется согласно требованиям Петрографического кодекса в классе дислокационно-метаморфических пород. Проявления высокобарического и высокотемпературного эклогитового метаморфизма являются уникальными для Полярного Урала. Они известны на междуречье Лонготъёган–Большая Хадата, в «Маруншорской» тектонической пластине, на севере Восточно-Харбейского аллахтона. Экогиты находятся в сложных соотношениях с перидотитами, габбро, амфиболитами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гранитогнейсами, формирующими

этот тектонический блок. Эклогитизацией в различной степени затронуты преимущественно ультрабазиты и базиты. Гранитоиды, как установлено геологическими наблюдениями, замещают некоторые разновидности эклогитизированных базитов [239].

Наиболее представительный выход эклогитов приурочен к южной части Марункеуского блока, в районе «Слюдяной Горки», контролируемой цепочкой тел аллохтонных перидотитов и габбро слюдяногорского плутонического комплекса, размещенных в шовной зоне крупного надвига [24]. Среди эклогитов выделяют апоперидотитовые, апогаббровые, апоанортозитовые, апотроктолитовые разновидности. Выделяются эклогиты двух разновидностей – пироповые и альмандиновые.

Пироповые эклогиты ассоциируют с плагиоклазовыми перидотитами, троктолитами, габброноритами, оливиновыми габбро, друзитами, которые связаны с ними постепенными взаимопереходами. Среди них Н. Г. Удовкина [239] различает омфациит-гранатовые, каринтитовые, кианитовые и кианит-цоизитовые разновидности.

Альмандиновые эклогиты представлены мелкозернистыми и порфириновидными эклогитами, рутилоносными эклогитами, которые распространены значительно шире и образуют пластообразные тела среди вмещающих биотитовых гнейсов и приурочены к пластовым телам метадолеритов (местами с сохранением реликтовых структур). По данным Н. Г. Удовкиной (1985 г.), эклогиты формировались при высоких давлениях (9–11 кбар) и высоких температурах (525–640 °С). Химические составы эклогитов и амфиболитов соответствуют составам базальтов, близким к континентальным внутриплитным базальтам [67]. Геохимический спектр их беден и характеризуется нижекларковыми концентрациями большинства рудных элементов, чем обусловлена и невыразительная минерогеническая специализация.

Вопрос о протолите эклогитов Полярного Урала, до конца не выяснен. Эти образования рассматриваются как метаофиолиты Щучинской зоны [277], в т. ч. подошвы Сыумкеуского дунит-гарцбургитового массива [88], или как эффузивно-осадочные образования преимущественно кислого состава, с подчиненным количеством основных и ультраосновных пород [241]. Нельзя исключить возможность, что в составе «Маруншорского» пакета пластин присутствуют породы одновременных структурно-вещественных стратифицированных и инъективных комплексов.

В вопросе о времени формирования эклогитов доминируют две точки зрения. Первая – протолит рассматривается как докембрийский, испытавший высокобарический метаморфизм на рубеже 550–600 млн лет, с заключительной фазой метаморфизма (320–385 млн лет) в девоне, одновременно с метаморфизмом офиолитов [[113, 239, 241, 271]. Вторая свидетельствует об одноактном динамометаморфизме океанических базальтов в средне-поднедевонское время [258, 259, 276]. По данным А. П. Казака, метаморфические породы с пироповыми и альмандиновыми эклогитами (без глаукофана и барраузита) при выведении его на дневную поверхность представляли собой уже сформированную структуру, которая сопровождалась более поздними высокобарическими эклогитами с барраузитом и

глаукофаном, глаукофановыми сланцами, и гранат-глаукофановыми породами по метабазитам, метадолеритам няровейской свиты рифея с радиологическим возрастом 550–420–360 млн лет (K-Ar). **Возможно, что альмандиновые эклогиты марункеуского комплекса сформировались значительно раньше и соответствуют рифейско-вендскому возрасту, с радиологическим возрастом от 1540±150 млн лет (Pb-Pb) до 650–626–614 млн лет (K-Ar).** Радиологические датировки, установленные в разное время, показывают широкий разброс датировок. Н. Г. Удовкиной Pb-Pb методом по навескам цирконов из эклогитов был получен возраст с максимальными значениями 1,7 и 1,54 млрд лет, у нее же имеются датировки по цирконам 750 млн лет (Pb-Pb) и 626–605 млн лет (K-Ar) по амфиболу и биотиту из эклогитов [238, 240]. В. Л. Андреичевым были получены интересные данные по разновидностям эклогитов **Rb-Sr методом: 478±15 млн лет для мусковитизированных эклогитов и 1540±150 млн лет (порода-кианит-амфибол) для без мусковитовых, а Sm-Nd методом для этих же пород – 1540±140 млн лет (порода-кианит-амфибол).** Им же были выполнены определения возраста амфиболитов марункеуской свиты Rb-Sr методом – 772±16 млн лет [1, 2]. В. С. Шатский с соавторами получили изохронный **Sm-Nd возраст эклогита (порода – гранат-пироксен), равный 366±8,5 млн лет [259].** Близкий возраст для эклогитизированных амфиболитов был установлен J. Glondy, H. Austrheim по Rb-Sr минеральным изохронам – 352,5–360 Ma, а для метагаббро (протолита эклогитов) – 467±39 Ma (MSWD = 0,32) [276]. Кроме того, известны многочисленные **K-Ag даты по мусковиту, амфиболам, флогопиту, биотиту, варьирующие от 482 до 207 млн лет с максимумом в 360 млн лет, и 626–605 млн лет.** Имеющиеся датировки сделаны большей частью по эклогитам разными методами. Однако даже данные, полученные одним методом, но разными авторами (например Sm-Nd) не согласуются друг с другом – 1540±140 и 366±8,5 млн лет. Объяснение этому противоречию Вализер П. М. [24, 25], Добрецов В. С. [275] находят в наличии нескольких этапов эклогитообразования на границе раннего и позднего протерозоя, в конце позднего протерозоя (байкалиды) и в позднем палеозое. А. И. Русин, П. М. Вализер, изучавшие эклогиты максютовского и марункеуского комплексов, считают, что U-Pb и Sm-Nd докембрийские датировки этих пород в марункеуском комплексе показывают протолитовые возрасты, и трактовка их как возраста эклогитового метаморфизма является ошибочной. В то же время, ранне- и позднепротерозойские U-Pb (SHRIMP-II) датировки (2449±22, 1666±15, 1492±16 и 545±5,8) эклогитов максютовского комплекса на Южном Урале позволяют предположить там существование сверхвысокобарических фрагментов субконтинентальной мантии, изотопные системы цирконов в которых не были переуравновешены в связи с коллизионными событиями [219, 220].

Нами были отобраны, а U-Pb методом на SHRIMP-II исследованы зерна цирконов метаморфических пород хр. Марункеу, по которым получены новые изотопные датировки. По единичным цирконам из эклогитов (по габбровому субстрату), отобранных в районе горы Габбровая, получены два конкордантных возраста – 485,4±4 млн лет (VSWD = 0,59, Prob. = 0,44); и 392±13 млн лет (VSWD = 0,16, Prob. = 0,69). Первая группа цирконов

магматогенного генезиса представлена резорбированными зернами изометричной формы с нарушенной магматической зональностью и секториальностью и зернами двухфазного строения. Конкордантный возраст  $392 \pm 13$  млн лет получен по светлым оторочкам этих зерен и датирует вероятное время формирования эклогитов. Подобные соотношения установлены в цирконах из эклогитов Беломорья [188]. Косвенным свидетельством тому служат Rb/Sr датировки (по валу) глаукофановых сланцев из зоны ГУР, возраст которых, по данным М. А. Шишкина, составляет  $347 \pm 72$  млн лет [74].

## МЕТАСОМАТОЗ

В пределах «уральской» части территории листа широко развиты метасоматиты различной формационной принадлежности и различных генетических типов. Наиболее интенсивно здесь проявились процессы щелочных (натриевых), кремниевых, железисто-магнезиальных метасоматических преобразований в метаморфических породах докембрия. Основной чертой преобразования докембрийских метаморфических образований является их региональная альбитизация, отчетливо проявляющаяся в образовании «очковых» порфиробластических структур с появлением низкотемпературных ассоциаций: альбит + эпидот + актинолит, альбит + эпидот + хлорит. На примере париквасьшорской свиты показано широкое развитие кремнисто-щелочного метасоматоза, выраженного в последовательной плагиоклазовой фельдштитизации и окварцевании исходных плагиосланцев и амфиболитов. Эти процессы привели к образованию альбитизированных сланцев, среди которых различаются очковые (альбит), эпидот-амфибол-плагиоклазовые, плагиоклаз-биотитовые (альбит-биотитовые), альбит-биотит-мусковитовые, альбит-мусковит-кварцевые, гранат-биотит-кварцевые, гранат-амфибол-биотитовые, гранат-слюдяно-кварцевые, альбит-олигоклазовые сланцы и кварциты. В метасоматитах нередко сохраняются реликтовые структуры и минералы исходных пород.

Наложение процессов железо-магнезиального метасоматоза приводит к образованию локальных, но довольно протяженных согласных или секущих зон высокоглиноземистых сланцев. Ширина некоторых зон составляет порядка нескольких сот метров и протяженностью по простиранию от 1,5 до 2,5 км и более. Гранат-ставролитовые, гранат-дистен-ставролитовые сланцы чередуются с гранатовыми и биотит-гранатовыми (часто с силлиманитом), плагиосланцами, с которыми они нередко обнаруживают постепенные взаимопереходы. Ставролит образует крупные (до 1,5–2 см) порфиробласты, ориентированные поперек к кристаллизационной сланцеватости. Такую же ориентировку обнаруживают дистен и гранат. Все эти минералы сопровождаются обильным содержанием мусковита, хлорита, турмалина и других минералов, что, несомненно, свидетельствует о наложенном характере их образования.

Общая направленность изменения химического состава при метасоматической гранитизации исходных амфиболитов и гнейсов выражается в

направленном привносе в систему кремния и щелочей и выносе фемических компонентов. Конечными продуктами метасоматической гранитизации амфиболитов и плагиогнейсов являются новообразованные кварц-полевошпатовые породы, которые по химическому и минеральному составу идентичны гранитам. Характерной структурной особенностью гранитоидных тел является наличие постепенных взаимных переходов к вмещающим породам и конформное, чаще всего пологое, залегание, согласное с общей сланцеватостью гранитогнейсовых купольных структур [325].

Щелочные метасоматиты Полярного Урала детально изучались Ф. Р. Апельциным, Н. В. Скоробогатовой и др. [7]. Метасоматиты приурочены к наиболее гранитизированным участкам метаморфитов, но развиваются преимущественно по зеленым сланцам. Они образуют согласные, часто ветвящиеся залежи протяженностью до 1,0 км и шириной от десятков до сотен метров, по гранитизированному сланцам либо в краевых частях массивов гранитоидов. Состав их достаточно пестрый. Среди них различаются микроклиновые, слюдисто-кварцевые, флюорит-микроклиновые, реже эгирин-гастингситовые и существенно кварцевые альбититы и их разновидности, совокупность которых получила в современной литературе наименование квальмитов (кварц-альбит-микроклин). Эти породы сложены решетчатым микроклином (беспертитовым), альбитом, кварцем, фенгитом, ферримусковитом (иногда лепидомеланом), флюоритом, с присутствием иногда эгирина, рибекита, гангстингсита, редкоземельно-редкометалльных минералов. Различают апогранитогнейсовые и апосланцевые щелочные метасоматиты. Для первых характерна гнейсовидность, неравномерно-плотчатое распределение первичных минералов, наличие мелких складок, реликтов первичных минералов (микроклин-пертита, граната, серицитизированного плагиоклаза, фенгинитизированных слюд и др.), вторые характеризуются присутствием реликтовой сланцеватости, включениями парасланцев и зеленокаменных пород [100]. С щелочными метасоматитами Полярного Урала связаны крупные месторождения тантала и ниобия.

Следует констатировать, что петро- и рудогенетическая роль метасоматических процессов на Полярном Урале изучена недостаточно, за исключением ярких проявлений щелочного метасоматоза, с которым генетически связаны крупные концентрации редкоземельно-редкометалльной минерализации.

---

---

---

## ТЕКТОНИКА

### Главные элементы тектонической структуры

Рассматриваемая территория включает фрагменты двух крупнейших тектонических единиц: Урало-Монгольского складчатого пояса (УМСП) и Западно-Сибирской молодой (эпигерцинской) платформы (ЗСП). Первая из них представлена околополярными участками западного («урало-новоземельского») сегмента указанной линейной структуры, вторая – крайней северо-западной своей частью.

**«Тектонический разрез».** В пределах западного сегмента УМСП традиционно выделяется четыре структурных этажа. Им отвечают специфические ассоциации структурно-вещественных комплексов (СВК), отражающие главнейшие тектонические эпохи; границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадконакоплении (обычно сопровождаемыми пенепленизацией и корообразованием) с региональными угловыми и азимутальными несогласиями. Этажи подразделяются на структурные ярусы, ограниченные также региональными (или субрегиональными), но стратиграфическими несогласиями, а те в свою очередь – на подъярусы, рубежи между которыми характеризуются резкой сменой вертикальных формационных рядов и (иногда) локальными размытиями в их основании. Возрастные границы между всеми названными элементами, как правило, скользкие, что вызвано не вполне одновременным вступлением тех или иных крупных частей региона в определенные стадии своего развития. К нижнему (дорифейскому) структурному этажу здесь отнесены метаморфиты двух стратонов, условно датируемых ранним протерозоем; надежных доказательств столь древнего возраста нет, о чем уже говорилось в гл. «Стратиграфия». Да и весьма широкий (архей–ранний протерозой) временной интервал данного таксона, принятый для Урала в целом, обусловлен незначительной распространенностью соответствующих подразделений на поверхности (и на глубине, доступной изучению), отсутствием наблюдаемых соотношений между образованиями названных акротем, а также во многих случаях – спорным их возрастом. Во втором (рифейско-среднекембрийском или байкальском) этаже обычно выделяют четыре структурных яруса; здесь наличествуют три верхних из них: среднерифейский, верхнерифейско-вендский и верхневендско-среднекембрийский. Третий снизу (каледоно-герцинский или «уральский») этаж УМСП представлен всеми тремя ярусами: верхнекембрийско-нижнедевонским,

девонско-среднекаменноугольным и среднекаменноугольно-триасовым; однако для верхнего из них на территории отсутствуют стратоны и крупные интрузивные комплексы, вследствие чего на тектонической схеме он не отражен. Мезозойско-кайнозойский структурный этаж (на схеме дается без расчленения) принято подразделять на верхнетриасово-эоценовый и олигоцен-четвертичный ярусы; при этом доплиоценовые образования в современной структуре складчатого пояса развиты локально, «пятнами». Для фанерозоя все названные элементы могут быть дифференцированы до подъярусов, однако, по условиям масштаба, на ГК-1000/3 последние не отражены.

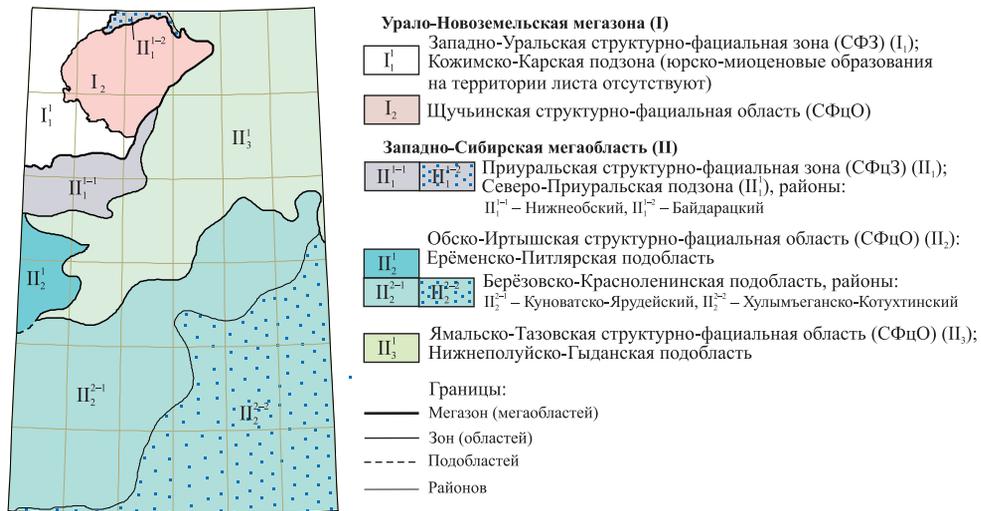
Западно-Сибирская платформа, как и все подобные структуры, имеет фундамент (здесь он залегает на глубинах от десятков метров до 5 км) и крайне слабодислоцированный осадочный чехол, целиком относящийся к верхнему структурному этажу. Фундамент сложен докарнийскими (реже доладинскими) образованиями Уральской складчатой системы (необнаженной восточной ее части), а также – на северо-востоке площади – небольшим фрагментом Центрально-Западносибирского складчатого сооружения. Особенностью стабильных континентальных платформ является неравномерное площадное распределение в чехле отложений различных систем и отделов общей шкалы («географические несоответствия»), а также частые перерывы в осадконакоплении (стратиграфические несогласия). По наиболее крупным перерывам, имеющим при этом ареальное развитие, ограничиваются структурные ярусы (их возрастные рубежи и названия те же, что и в смежном УМСП); менее значительные отмечают подъярусы, которые на схеме опущены.

**Структурно-формационная зональность** является следствием латеральных (площадных) неоднородностей, возникавших в «эволюционные» этапы формирования субсинхронных СВК и обусловленных в конечном счете тектоническими причинами; это так называемые «первичные тектонические формы» (прогибы, поднятия, вулканические структуры и т. д.). Ранжированным отражением их в современном «статическом пространстве» принято считать следующий номенклатурный ряд: структурно-формационные (структурно-фациальные) мегазоны (мегаобласти), зоны (области), подзоны (подобласти), районы, подрайоны; при этом учитываются некоторые специфические различия платформ и складчатых сооружений, выраженные в том числе таксономически. Раздельное (независимое) районирование обычно осуществляется по *крупным* возрастным интервалам (одинаковым для всей территории серийной легенды), характеризующим *тектонические эпохи (или главные их этапы)* и в пределах этих интервалов является «сквозным». К примеру, для складчатых областей в единой матрице общие критерии выделения СВК фиксируются мегазонами, главнейшие черты формационных комплексов и рядов отражены в зонах, отдельные существенные характеристики – в подзонах, частные особенности – в районах, нюансы – в подрайонах. Названные принципы давно используются в региональной геологии, зафиксированы в нормативно-методических документах и реализованы в серийных легендах. Тем досаднее, что из этого ряда по многим параметрам выпадает Западно-Сибирская СЛ-1000,

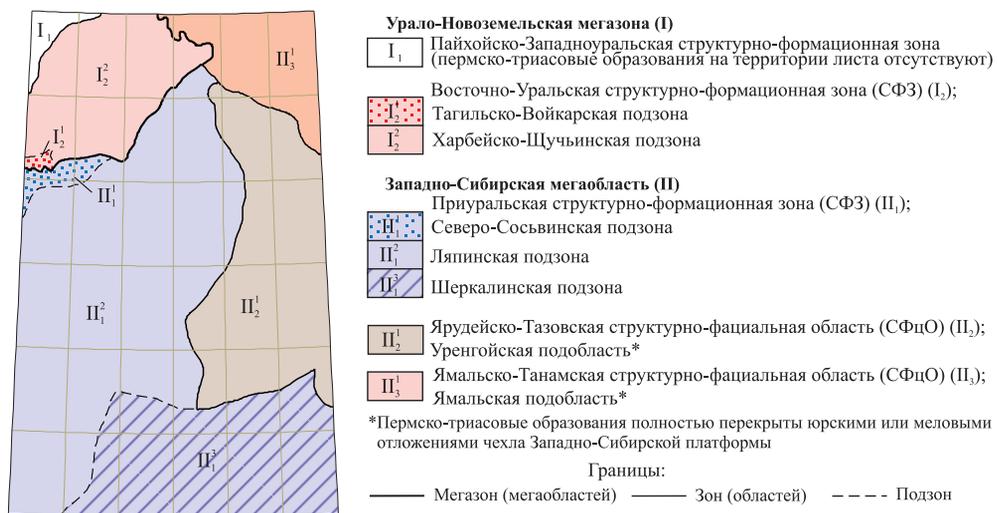
составленная в том числе с нарушением указанных методических положений и, как следствие, не увязанная с соседней Уральской серией. Авторами ГК-1000/3 была предпринята попытка устранить (хотя бы частично) имеющиеся недочеты путем внесения в СЛ изменений и дополнений, но почти все они (за редким исключением) были заблокированы одним из главных редакторов серии Е. К. Ковригиной. Поскольку постановляющей частью протокола (после положительной апробации в НРС Роснедра) предусматривалось до передачи комплекта в издание провести полное согласование вносимых корректив не только с обоими редакторами легенды, но и с главным редактором Полярно-Уральской СЛ-200 (небольшая ее часть расположена на территории Западно-Сибирской СЛ-1000), значительный объем материалов, в т. ч. касающихся районирования, в итоге был «приспособлен» к существующему варианту легенды. Тем не менее, реализуя общепризнанное право авторов и редактора листа на свою точку зрения при интерпретации фактов, считаем необходимым отразить ее (в т. ч. и графически – рис. 2–5) в данной записке.

Структурно-формационное районирование наиболее древних (допозднекембрийских) образований территории Западно-Сибирской СЛ ранее было осуществлено только для северо-западной части трапеции Q-42 и юго-западного угла листа R-42 в рамках Полярно-Уральской СЛ-200. Соответствующая часть последней лишь недавно вошла в «миллионную» легенду, и то в качестве «самостоятельного фрагмента» (что само по себе – нонсенс), естественно, совершенно не увязанного с остальным (значительно большим) пространством СЛ-1000. Да и там подобное районирование до настоящего времени фактически отсутствовало: введенные только в последнюю версию СЛ (2010 г.) и весьма скупо охарактеризованные древние подразделения фундамента платформы соотнесены с районами палеозоя. При этом все (немногочисленные) стратоны заявлены и проиндексированы как РС – «ближе не определенный» докембрий (понятие, официально не закрепленное ни в одной из стратиграфических шкал и существующее как термин свободного пользования), хотя на ранее изданных и подготовленных к изданию «западносибирских» листах (2005–2010 гг.) «подчехольные» образования этого возрастного интервала расчленены с точностью до зонотем (PR<sub>1</sub>, PR<sub>2</sub>). Таким образом, «цельное» районирование наиболее древних вещественных комплексов в пределах Западно-Сибирской серии представлено впервые (в материалах комплекта соответствующая схема расположена в блоке условных обозначений); оно выполнено в пространственном единстве между «открытыми» и «закрытыми» площадями и скоррелировано как с Полярно-Уральской СЛ-200, так и (в первую очередь) с одноранговой смежной Уральской СЛ-1000.

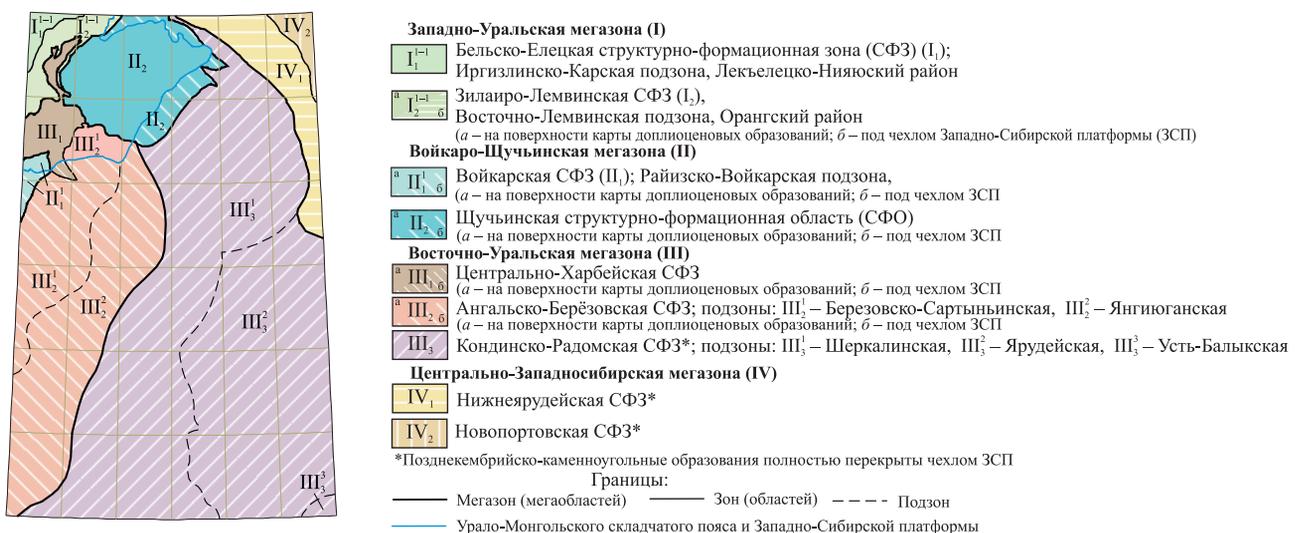
Как и в последней, для байкалид наиболее крупные подразделения районирования (мегазоны) здесь не выделяются по целому ряду причин, главная из которых – отсутствие критериев для индивидуализации таксонов подобного ранга. В еще большей степени это касается дорифейских образований, для которых к тому же собственное районирование проблематично, и они включаются в соответствующие (по признаку локализации) подразделения рифейско-среднекембрийского возрастного интервала. Все



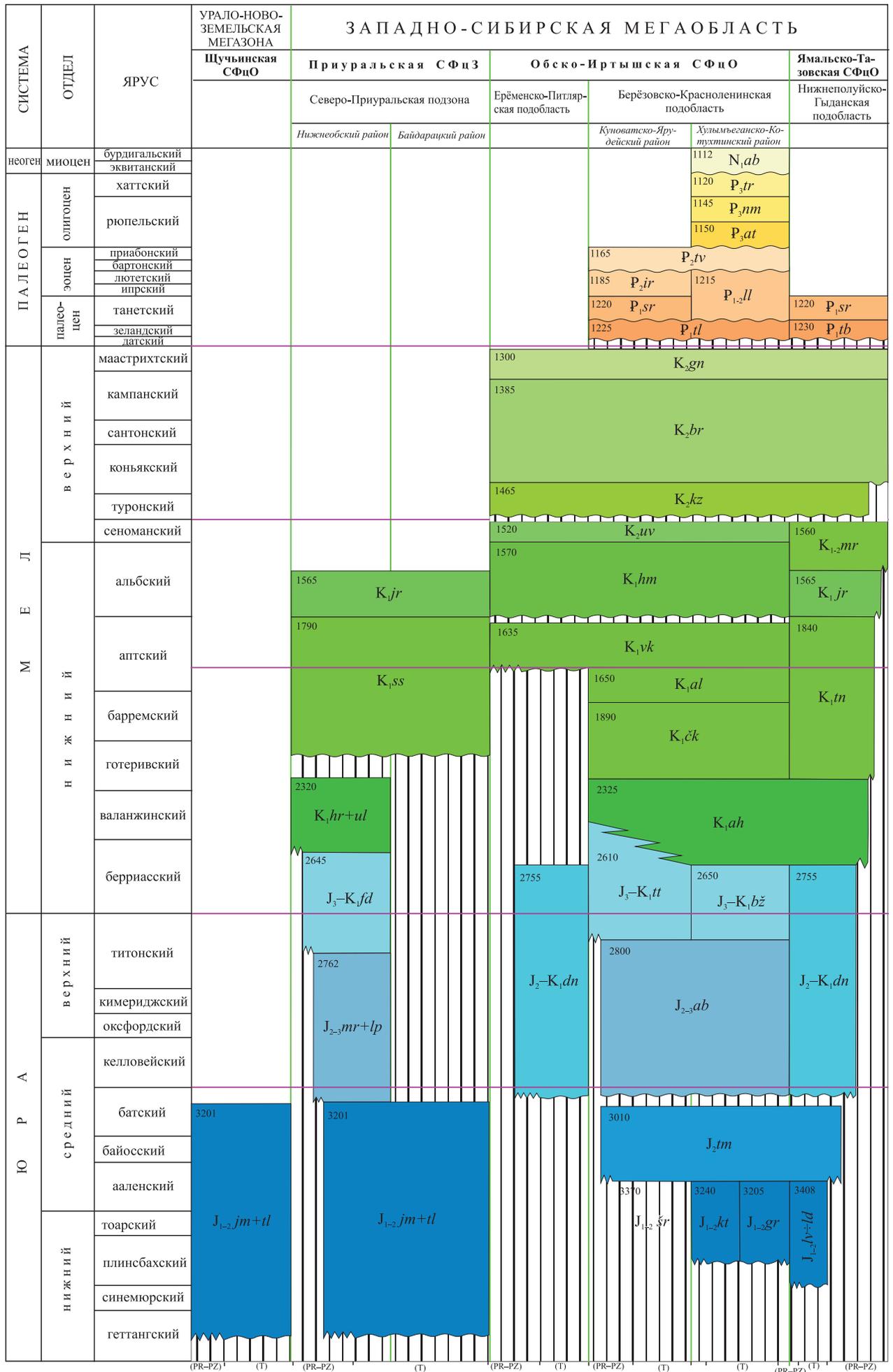
**Рис. 2. Схема структурно-фациального районирования юры–миоцена (авторский вариант).**



**Рис. 3. Схема структурно-формационного (структурно-фациального) районирования перми–триаса (авторский вариант).**



**Рис. 4. Схема структурно-формационного районирования позднего кембрия–карбона (авторский вариант).**



— Границы возрастных интервалов районирования, используемых в Западно-Сибирской СЛ-1000/3.  
 П р и м е ч а н и е. Названия свит см. главу «Стратиграфия».

Рис. 5. Схема корреляции картируемых подразделений юры–миоцена (авторский вариант).

доуралиды территории листа принадлежат к двум смежным складчатым системам (Уральской и Центрально-Западносибирской), слагая их основания (нижние структурные этажи). В «согласованном» варианте дополнений в СЛ первая из них подразделяется (с запада на восток) на четыре структурно-формационные зоны (СФЗ): Полярно-Уральскую, Харбейско-Марункеускую, Тапсуйско-Малообскую и Амнинско-Хадытаяхинскую; к последней (северо-восточный угол листа) относится здесь Ензурско-Хейгияхинская СФЗ. Зоны различаются литолого-петрографическим составом и степенью метаморфизма слагающих их стратонов, полнотой доверхнекембрийского разреза (наиболее широкий возрастной интервал отмечен в Харбейско-Марункеуской СФЗ), наличием установленных древних интрузий (две западные СФЗ). Среди названных пяти зон в трех «средних» присутствуют подразделения, условно датируемые ранним протерозоем; три восточные полностью погребены под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. Добавим, что в первоначальной «авторской» версии, опирающейся на полученные результаты о более сложном (покровном) строении площади листа, и учитывающий новейшие данные изотопного датирования, вместо Харбейско-Марункеуской зоны рекомендовано выделять две СФЗ: Байдарацко-Хараматолоускую (принадлежащую к «Западному Уралу») и Восточно-Харбейскую (относимую уже к «Восточному Уралу»), однако данное предложение принято не было.

Районирование палеозойских образований в «официальных» материалах ГК-1000/3 представлено двумя схемами – согласно содержанию действующей серийной легенды. Первая соответствует недавно включенному в нее фрагменту Полярно-Уральской СЛ-200 (фактически так и не актуализированной с 1999 г.), содержит ранжированные элементы районирования и составлена для позднекембрийско-каменноугольного возрастного интервала (что, по сути, правильно), но лишь в пределах «открытой» («уральской») части территории названной легенды. Вторая схема отвечает «палеозойской составляющей» фундамента платформы во всем диапазоне указанной эры (включая пермь и низы кембрия) и демонстрирует полное отсутствие «иерархичности» в таксономии – только «районы» (неизвестно во что входящие и по каким принципам выделяемые). В пределах площади листа содержится шесть таких районов, из них один (Янгиюганский) введен в СЛ впервые по предложению главного редактора серии. На рис. 2 показан авторский (не прошедший процедуру согласования) вариант районирования позднего кембрия–карбона, соответствующий «Методическим рекомендациям по содержанию и оформлению серийных легенд..., 2009 г.» и отражающий увязку разномасштабных «фрагментов» Западно-Сибирской серии между собой, а также с соседней Уральской СЛ-1000 (утверждена НРС Роснедра в 2006 г., актуализированная версия – 2010 г.). Основные положения произведенных уточнений сводятся к следующему. Реализован принцип единства (однообразия) рангового ряда в пределах того или иного возрастного интервала на всей районированной территории: так, наиболее крупные подразделения (мегазоны), имеющиеся в Уральской серии (и в Полярно-Уральской СЛ-200), могут быть выделены повсеместно и в рассматриваемой легенде. В частности на ее площадь распространена

Восточно-Уральская СФМЗ, в том числе составляющие эту мегазону две наиболее северные зоны (выходящие на границу серий): Ангалско-Берёзовская и Кондинско-Радомская. В свою очередь они подразделяются на подзоны (следующий иерархический уровень), для которых сохранены названия и (с небольшими уточнениями) контуры «районов», заявленных в Западно-Сибирской СЛ-1000. «Харбейская подзона» (трактуемая в Полярно-Уральской СЛ-200 как составная часть Зилаиро-Лемвинской СФЗ Западно-Уральской подзоны), не содержащая палеозойских стратоноров и обладающая специфическим набором магматических образований, внедренных исключительно в тектонические аллохтонные докембрийские породы, переведена в самостоятельную Центрально-Харбейскую СФЗ, включаемую в Восточно-Уральскую мегазону.

В соответствии с теми же принципами в пределах Центрально-Западносибирской складчатой системы выделена одноименная СФМЗ с двумя (на территории листа) зонами: Нижнеярудейской и Новопортовской. Первая представлена лишь кислыми интрузивными магматитами, вторая – практически непрерывным рядом стратоноров существенно осадочного генезиса в возрастном интервале от ордовика по средний карбон. Все главные элементы структурно-формационного районирования (мегазоны, зоны) имеют заметные отличия в вещественном наполнении. Тектоническая схема составлена на основе карты доплиоценовых образований, поэтому среди позднекембрийско-каменноугольных формаций отображены только те, что выходят на поверхность (северо-западная часть территории листа).

Основными критериями выделения мегазон являются тип и возраст земной коры, на которой формировались вещественные комплексы данного уровня. Для Западно-Уральской СФМЗ (как, вероятно, и для Центрально-Западносибирской мегазоны) субстрат континентальный допозднекембрийский (обстановки формирования СВК: континентальный рифтинг, с конца ордовика – пассивная окраина), для Войкаро-Щучьинской мегазоны – океанический раннепалеозойский (палеогеодинамические условия: спрединг и активная окраина континента), для Восточно-Уральской СФМЗ «смешанный» тип коры докембрийско-раннепалеозойского возраста (доминирующие условия накопления СВК – режим «микроконтинентов»). Дифференциация мегазон на структурно-формационные зоны определяется типом обобщенного стратиграфического разреза, наличием (или отсутствием) и особенностями магматизма, иногда характером метаморфических преобразований.

В Западно-Уральской мегазоне выделяются *Бельско-Елецкая СФЗ* (терригенно-карбонатный тип разреза, характерный для обстановок шельфа; почти полная амагматичность, изменения пород на уровне диагенеза) и *Зилаиро-Лемвинская СФЗ* (кремнисто-терригенный тип разреза в условиях континентального склона и подножия, относительно слабо проявленный магматизм, динамотермальные преобразования не выше низкотемпературной субфации ФЗС).

Войкаро-Щучьинская мегазона (с разобщенными на поверхности *Войкарской СФЗ* и *Щучьинской СФО*) характеризуется осадочно-вулканогенным типом разреза, широко проявленным плутоническим и

гипабиссальным магматизмом, сравнительно слабым динамотермальным и интенсивным дислокационным метаморфизмом; формации отвечают обстановкам океанического рифтинга, островодужных систем и активной континентальной окраины.

Восточно-Уральская СФМЗ (скрытая здесь под чехлом платформы), как и большинство мегазон Уральской складчатой системы прослеживается на всем протяжении последней. С учетом обнаженных и гораздо лучше изученных ее областей (Средний Урал, Южный Урал и Зауралье) для нее свойственен очень пестрый «полиформационный» (в целом – вулканогенно-осадочный) характер обобщенного разреза, интенсивный интрузивный магматизм различных глубинности, основности и щелочности, разнотипный и разнофациальный метаморфизм; формации отвечают сменяющимся обстановкам континентального рифтинга, микроконтинентов и вулканоплутонических поясов. Позднекембрийско-каменноугольный этап считается определяющим в эволюционном (созидательном) развитии Уральской мобильной области. Названия основных элементов районирования этого возрастного интервала использовались при описании картируемых таксонов в главах «Стратиграфия» и «Интрузивные образования»; здесь же они рассмотрены в тектоническом контексте. Расположение и наложение более мелких подразделений (подзон, районов) отражены в условных обозначениях к геологическим картам; те же, что отклонены при согласовании с главными редакторами серии, показаны на рис. 2. Наименования формаций и привязка их к палеогеодинамическим комплексам даны в таблице-матрице (приложение к тектонической схеме).

Формационные комплексы, образованные в перми–триасе, по мнению многих исследователей, приходятся на пик существенной перестройки структуры региона; они отражают резкую дифференцированность тектонических условий в заключительный (дислокационный) этап формирования Уральской складчатой системы и при зарождении Западно-Сибирской платформы. Именно такой возрастной интервал принят для «независимого» районирования в смежной Уральской СЛ-1000 (как в изначальном, так и актуализированном ее вариантах). Ситуация же с районированием подобных образований в Легенде Западно-Сибирской серии выглядит еще более курьезной даже в сравнении с предыдущим «уровнем». Подразделения, соответствующие указанному интервалу, распределены в ней по трем схемам районирования (приведены в «блоке» условных обозначений к геологическим картам). В «как бы актуализированной» (2009 г.) Полярно-Уральской СЛ-200 сохранены два уровня раздельного районирования (пермский и триасовый), фигурировавшие еще в первоначальной ее версии (1999 г.), при том, что в комплекте ранее изданной (2008 г.) ГК-1000/3 листа Q-41 (охватывающего половину трапеции СЛ-200) уже использован «правильный» («объединенный») возрастной интервал. Позже из двух названных схем в Легенду Западно-Сибирской серии включена (в качестве «автономного» ее фрагмента) только «пермская»; по иронии судьбы, половина интрузивных комплексов (стратоны на этих уровнях отсутствуют) имеют там «переходный» пермско-триасовый возраст. На остальной (большей) территории серийной легенды картируемые под чехлом подразделения

перми наряду с таковыми для карбона, девона, силура, ордовика, кембрия и даже «докембрия» рассматриваются в рамках одной схемы, представляющей «палеозойскую часть фундамента Западно-Сибирской платформы». Это условное название дано нами, поскольку какая-нибудь ранжированная шкала таксонов районирования здесь отсутствует напрочь: восемь существенно терригенных стратонов перми отнесены к восьми «районам» (на территорию листа входит один из них – Ярудейский с единственным пермским подразделением – одноименной толщей). Триас представлен одной «общей» схемой с 22 «районами» (включая три впервые введенных в СЛ); на рассматриваемой площади таковых семь (количество картируемых таксонов данного возраста – девять).

При подготовке к изданию материалов ГК-1000/3 для территории листа была составлена обновленная («иерархичная») схема районирования перми–триаса, увязывающая смежные одноранговые легенды и учитывающая соответствующие методические принципы; оформлен проект необходимых изменений и дополнений в СЛ. Как нетрудно догадаться, это предложение также не прошло. «Альтернативная» (авторская) версия иллюстрируется рис. 3. В северо-западной части площади, где покровные юрско-миоценовые отложения отсутствуют (или развиты спорадически), на поверхности локально (преимущественно в Щучьинской наложенной депрессии) проявлена терригенная пестроцветная формация позднего триаса (теунтойская свита карния). Более молодые (норийско-рэтские) стратоны образуют здесь самую нижнюю градацию галечно-песчано-глинистой формации. Фациально сходные субсинхронные терригенные отложения установлены бурением и в более восточных районах платформы. Интрузивные образования, обнажающиеся в обеих зонах Уральской мегазоны (по авторам записки – в Харбейско-Щучьинской и Тагильско-Войкарской подзонах Восточно-Уральской СФЗ, рис. 3), представлены ограниченным количеством мелких тел, относимых к трем гипабиссальным комплексам. Соответствующие им формации (пермская граносиенит-алюкситовая, позднепермско-раннетриасовая габбро-долеритовая, познетриасово-раннеюрская эссексит-лампрофировая) на тектонической схеме не отражены по условиям масштаба. Погребенные под чехлом (и также не показанные на схеме) таксоны могут быть сопоставлены со следующими формациями: распространенная в Шеркалинской подзоне (рис. 3) существенно базальтовая туринская серия с внедренными в нее габбродолеритами – с траппоидной (соотносимой с локально проявленным в раннем–среднем триасе континентальным рифтогенезом); ярудейская толща перми (локализованная в Ярудейско-Тазовской СФцО) – с «реликтовой» (уцелевшей от последующей планации) молассоидной формацией межгорных депрессий. Следует отметить, что в современной структуре максимальное проявление пермско-триасовых моласс наблюдается за пределами рассматриваемой площади (в частности на смежном листе Q-41) и приурочено к Предуральскому палеопробогу, фиксирующемуся вдоль всего западного склона Урала.

Структурно-фациальное районирование отложений юрско-миоценового интервала, используемое в действующей Западно-Сибирской СЛ-1000, представляется полностью неприемлемым. Помимо пресловутого отсут-

ствия ранжирования, иерархичной соподчиненности таксонов (опять только «районы», иногда с «подрайонами») нарушено еще одно методическое положение – о едином («сквозном») районировании в пределах крупных возрастных промежутков («эпох»). Здесь же раздельное районирование «чехольных» образований произведено по шести дробным уровням: раннеюрско-батскому, келловейско-позднеюрскому, берриасско-раннеаптскому, аптско-сеноманскому, туронско-маастрихтскому, палеоген-миоценовому (соответствующие схемы размещены внутри «блока» условных обозначений к геологическим картам в графических материалах комплекта ГК-1000/3); количество таксонов для различных интервалов варьирует от 10 до 31 (на площади листа – от трех до восьми). При этом контуры районов, отнесенных к разным схемам, нередко соответствуют границам (на значительном их протяжении) *согласно залегающим* свит. Однако совершенно очевидно, что «эпохой» в данном случае является весь период формирования чехла молодой платформы (разумеется, за вычетом плиоцена–квартера, для которых составляется отдельная карта), а относительная неравномерность в площадном распространении разновозрастных осадков – «норма» для тектонических структур такого типа. Заметим, что подавляющую часть названного времени платформенный режим сохранялся и на ныне открытых (лишенных чехла) территориях Уральской складчатой системы. Авторский (не прошедший согласования) вариант схемы районирования, представленный на рис. 4, увязан с подобной же схемой Уральской СЛ-1000 по ранговой таксономии, а также названиями и контурами общих подразделений.

В подтверждение возможности (и необходимости) показа всех имеющих в СЛ юрско-миоценовых стратонов на основе иерархической дифференцированности их совокупностей в рамках единой матрицы приведена схема корреляции картируемых подразделений рассматриваемого интервала на территории листа Q-42 (рис. 5). Она отражает *реальные* пространственные соотношения свит без каких-либо нарушений их существенных параметров (наименований, состава, мощности, характера залегания и т. п.), которые фигурируют в «официальной» легенде к карте доплиоценовых образований. Горизонтальными красными линиями на схеме выделены рубежи «независимого» районирования, принятые в СЛ; в большинстве случаев они проходят *внутри* картируемых единиц, что (вкуче со сказанным выше) лишний раз доказывает всю «искусственность» районирования образований чехла в Западно-Сибирской серии. Отложения, накопленные на территории в юрско-миоценовое время, отражают уже существенно «снивелированные» условия платформенной седиментации – в основном прибрежно-морские и аллювиально-озерные. Они группируются в семь формаций, большинство из которых терригенные (различающиеся гранулометрическим набором). Лишь для середины позднего мела, а также рубежа палеоцена и эоцена характерны осадки более глубоководных обстановок внутриконтинентальных морей (глинисто-опоквая и опоково-диатомитовая формации).

Терригенные образования плиоцена–квартера (показанные на специализированной карте и не вошедшие в тектоническую схему), напротив, отражают дифференциацию условий осадконакопления, связанную с резким

усилением неорогенических движений на западе территории. В пределах УМСП наряду с аллювием горных рек доминируют отложения «склонового» ряда, а также гляциал и гляциофлювиал двух горно-долинных оледенений. На территории ЗСП накопление осадочного чехла продолжается в равнинной обстановке на фоне частого чередования морских, эстуарных и «континентальных» (озерных, озерно-аллювиальных) условий.

**Вторично-тектоническая структура** является следствием деформаций. Интенсивность их резко различная для платформенных чехлов и складчатых областей; при описании конкретных структурных форм используются разные номенклатурные ряды. Кроме того, если в первых дислокации развиваются «перманентно» (носят по сути конседиментационный характер) и четко привязаны к ареалам осадконакопления, то в складчатых сооружениях проявлены лишь те, что возникают в заключительные (диастрофические) этапы тектонических эпох, а из-за покровно-надвиговых процессов они к тому же могут быть значительно смещены от мест первоначального накопления формационных комплексов. В отличие от «первичных тектонических форм» главным критерием при выделении таксонов этого типа является не вещественный, а структурный – конфигурация генерализованного зеркала складчатости (однаправленная, выпуклая, вогнутая, ступенчатая). Среди наиболее крупных (надпорядковых) структур в зависимости от размера выделяются трансрегиональные, региональные и субрегиональные. О первых сказано в начале главы; субрегиональные тектонические единицы, а также структурные формы I порядка в чехле Западно-Сибирской платформы отображены на Схеме тектонического районирования масштаба 1:5 000 000.

Уральская складчатая система (как на поверхности – в УМСП, так и в структуре фундамента ЗСП) включает на рассматриваемой территории восемь субрегиональных структурных форм; они являются составными частями трех региональных тектонических единиц. Протяженный Лемвинско-Салагимский мегаллахтон представлен на северо-западе территории листа Q-42 небольшими фрагментами Полярно-Уральского антиклинория (в паравтохтонном залегании) и Орангского пакета пластин, а также Харбейским «антиклинорием». В последнем могут быть выделены три структурно обособленные подчиненные части: Западно-Харбейская антиклиналь (паравтохтон), Центрально-Харбейский и Восточно-Харбейский аллохтоны. По мнению авторов, к упомянутому выше мегаллахтону принадлежит только первая форма. Остальные две должны относиться уже к Восточно-Уральскому мегантиклинорию, который представлен здесь (под мезозойско-кайнозойским чехлом) тремя макроблоками: Куноватским, Березовско-Полуйским и Шеркалинско-Ярудейским. Срединное положение между названными региональными тектоническими формами занимает Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий; на значительном пространстве описываемой площади он перекрыт надвинутыми с востока аллохтонными пластинами с докембрийской континентальной корой. Изолированные на поверхности его части традиционно относятся к двум синклинориям: Щучинскому (представлен здесь полностью) и Войкарскому (на площади северо-восточная его оконечность). На крайнем востоке площади листа Q-42

фундамент ЗСП образуют уже структуры Центрально-Западносибирской складчатой системы, в которую здесь входят небольшие части Ензоро-Надымского антиклинория и Салетинско-Ныдинского синклинория. В пределах УМСП ядерные части форм антиклинорного типа сложены породами нижних структурных этажей, ядра синклинориев – образованиями девонско-среднекаменноугольного структурного яруса.

На севере Западно-Сибирской платформы подразделения I порядка являются крупнейшими (среди тех, что разными исследователями тракуются более или менее однозначно) таксономическими единицами районирования ее чехла (одноименной «геосинеклизы»). В пределах площади листа они образуют довольно сложный ансамбль структур разнообразной формы и различного знака: положительных субизометричных (Чульский свод) и линейных (Щучинско-Ярудейский и Салехардско-Питлярский мегавалы, Хашгортский дизъюнктивный вал); отрицательных изометричных (Западно-Ярудейская впадина, Южно-Байдарацкая и Шурышкарская котловины) и линейных (Водахинско-Надымский прогиб, Байдарацкая депрессия), а также «переходных» (Хойтаркинская крупная седловина), «незамкнутых» (Западно-Яротинский и Салетинский выступы, Северо-Сургутская и Помутская мегатеррасы) и однокрылых (Верхнеполуйская моноклиналь). Сколько-нибудь отчетливая унаследованность крупных тектонических форм чехла от структур фундамента не просматривается.

## Деформации

Современный (для УМСП – весьма сложный) структурный план территории целиком обусловлен деформациями – как складчатыми, так и разрывными.

**Пликативные дислокации.** Как уже было сказано выше, интенсивность подобных деформаций, их морфология и генезис существенно различны для складчатых сооружений, с одной стороны, и чехла ЗСП – с другой. Не вполне однородны они и в пределах Уральской складчатой системы (ей отвечает более 90% доюрской картографической поверхности); при этом «стиль» пликативных дислокаций гораздо заметнее меняется в поперечном направлении – с северо-запада на юго-восток. Для западных тектонических единиц характерна отчетливо линейная голоморфная складчатость. Структурные формы высоких порядков, как правило, замкнутые в плане, сжатые (до изоклинальных), обычно опрокинутые к западу (реже прямые), с северо-северо-восточной ориентировкой осей и полого ундулирующими шарнирами. Залегание слоистости на крыльях различное; в целом преобладают крутые углы падения (50–70°). Восточнее начинают доминировать брахиформные складки, а осложняющие их узкие линейные структуры имеют локальное развитие в виде приразломной складчатости; вблизи надвигов они опрокинуты и обладают преимущественно западной вергентностью. В фундаменте ЗСП породы также существенно выведены из горизонтального залегания: фиксируемые в параметрических скважинах наклоны планпараллельных текстур к оси керны составляют от 0 до 45°. На юге Западно-Харбейской антиклинали, в Щучинском и Войкарском

синклиниях, насыщенных интрузиями, нередко дизгармоничная мелкая складчатость в экзоконтактах массивов. Плойчатость характерна для первично мелкозернистых тонкослоистых (тонкополосчатых) разновидностей отложений. Названные дислокации в основном отвечают заключительным фазам герцинского тектогенеза, затушевывающего более ранние проявления складчатости. Байкальские пликативные деформации, имеющие, как считается, здесь северо-западный структурный план, более или менее отчетливо устанавливаются (прямыми наблюдениями и по реконструкции) только в Центрально-Харьбийском аллохтоне.

В чехле Западно-Сибирской платформы выделяются довольно многочисленные субизометричные, линейные и незамкнутые в плане формы высоких порядков (под разными названиями у различных авторов): куполовидные и горстообразные поднятия, малые валы, ложбины, структурные мысы и заливы, купола, мульды, седловины, ступени и др. Залегание слоев в докайнозойской части чехла обычно крайне пологое (минуты, редко первые градусы). Существенно увеличиваются углы падения лишь во флексурах – до 5–15°, а для самого основания чехла (фрагментарный верхний триас) в отдельных приразломных зонах даже до 45–60°. Дислокации отчасти наследуют тектонически обусловленные неровности доюрского фундамента, кровля которого постепенно погружается на восток; на территории листа минимальные абсолютные ее высоты (глубже –4000 м) фиксируются в пределах Западно-Ярудейской впадины. На южной половине площади выделяются локальные участки с повышенной деформированностью верхней части чехла – отложений палеоцена и эоцена.

**Дизъюнктивные дислокации.** Разрывные нарушения являются естественной реакцией потерявших пластичность пород на еще существующие напряжения и нередко сопряжены со складчатыми формами. По морфокинематическому признаку они подразделяются на субгоризонтальные (шарьяжи), пологопадающие (надвиги, взбросо-надвиги, поддвиги), крутопадающие (сбросы, взбросы, сдвиги; на картах и тектонической схеме они показаны не дифференцированными по морфологии) и разломы сложной кинематики (в том числе – листрические); по ориентировке относительно общего структурного плана (это в основном касается УМСП) – на продольные, поперечные и диагональные; по своей роли в тектоническом процессе – на главные (региональные и субрегиональные «структурные швы») и прочие (второстепенные, «местные»).

Разломы фиксируются прежде всего наличием зон «разуплотнения» пород: брекчирования, катаклаза, милонитизации (бластомилонитизации); к ним бывают приурочены линейные коры выветривания. Линии надвигов с поверхности подчеркиваются резкой сменой по простиранию литологии и возраста отложений, а на глубине (по данным бурения) – налеганием более древних образований на более молодые (пологие дизъюнктивы с «обратным» соотношением разновозрастных пород на крыльях тракуются как «поддвиги»). Очень часто на местности надвиги совпадают с внешними краями крупных «массивов» ультраосновных пород, иногда выделяются цепочками линзовидных тел (не всегда выражающихся в масштабе) рассланцованных серпентинитов; ранее уже выведенные в верхние горизонты

земной коры и претерпевшие «тектоническое расслоение» ультрамафиты используются перемещающимися пластинами в качестве своеобразной «смазки». К крутопадающим разломам нередко приурочены ориентированные тела гранитов и серии кварцевых жил, дайки долеритов и лампрофиров. Большинство разрывов хорошо дешифрируется на АФМ и космоснимках прямолинейными (для надвигов, шарьяжей – изогнутыми в плане) понижениями и уступами рельефа, спрямленными участками речных долин, краев озер и болот. Часть разломов подтверждается геофизическими методами (узколинейный характер аномалий, высокие градиенты изоаномал, нарушения корреляции).

В пределах листа 11 линеаментов отнесены к главным; на тектонической схеме пять из них (расположенные в «открытой» части площади) сопровождаются порядковыми номерами. В северо-западном углу трапеции фиксируется небольшой фрагмент Орангско-Осовейского шарьяжа (1), разделяющий паравтохтон Полярно-Уральского антиклинория и Лемвинский аллохтон (представленный здесь узким Орангским пакетом пластин). Восточным ограничением последнего является Собско-Нундерминский надвиг (2), картографически выраженный полого изогнутой линией северо-восточного простирания; он отделяет указанную шовную зону от еще одной паравтохтонной структуры – Западно-Харбейской антиклинали. На востоке «обнаженной» части площади («полярного» сектора Урало-Монгольского складчатого пояса) выделяются еще два шарьяжа: Хадатинско-Ханмейский (4) и Лаптаеганский (5); ими ограничиваются снизу соответственно Центрально-Харбейский и Восточно-Харбейский покровы.

К важнейшим (общерегионального значения) дизъюнктивам относится и Главный Уральский разлом (ГУР), о котором следует сказать особо. Традиционно он понимается как крупное «геологическое тело» (протяженностью более 2500 км, шириной до 15 км), разделяющее современную структуру Уральской складчатой системы на «палеоконтинентальный» и «палеоокеанический» секторы; линиями обычно выделяют фронтальную и тыловую его части. Первая из них (фигурирующая на картах всех масштабов), как правило, совпадает с западными краями раннепалеозойских офиолитовых ассоциаций (кремнисто-базальтовых стратонов, ультрамафитовых и мафитовых массивов) либо с западными же границами полей развития полимиктового серпентинитового меланжа (разнопорядкового: от «мега...» до «микро...»), составляющего войкарско-кемпирсайский тектоногенный комплекс. На своем протяжении «генерализованный сместитель» этого дизъюнктива падает на восток под различными углами (от умеренно пологих до крутых) и осложняется второстепенными нарушениями разнообразной морфологии, «разбивающими» ГУР на отрезки, многие из которых имеют собственные наименования. В частности, на первоначальной («авторской») версии карты (рис. 6) с подобным отрезком фронтальной линии ГУР отождествляется «Западно-Сыумкеуский надвиг», проходящий по внешнему краю Сыумкеуского габбро-ультрамафитового «массива»; юго-западное продолжение этого разлома считается скрытым под Центрально-Харбейским тектоническим покровом.

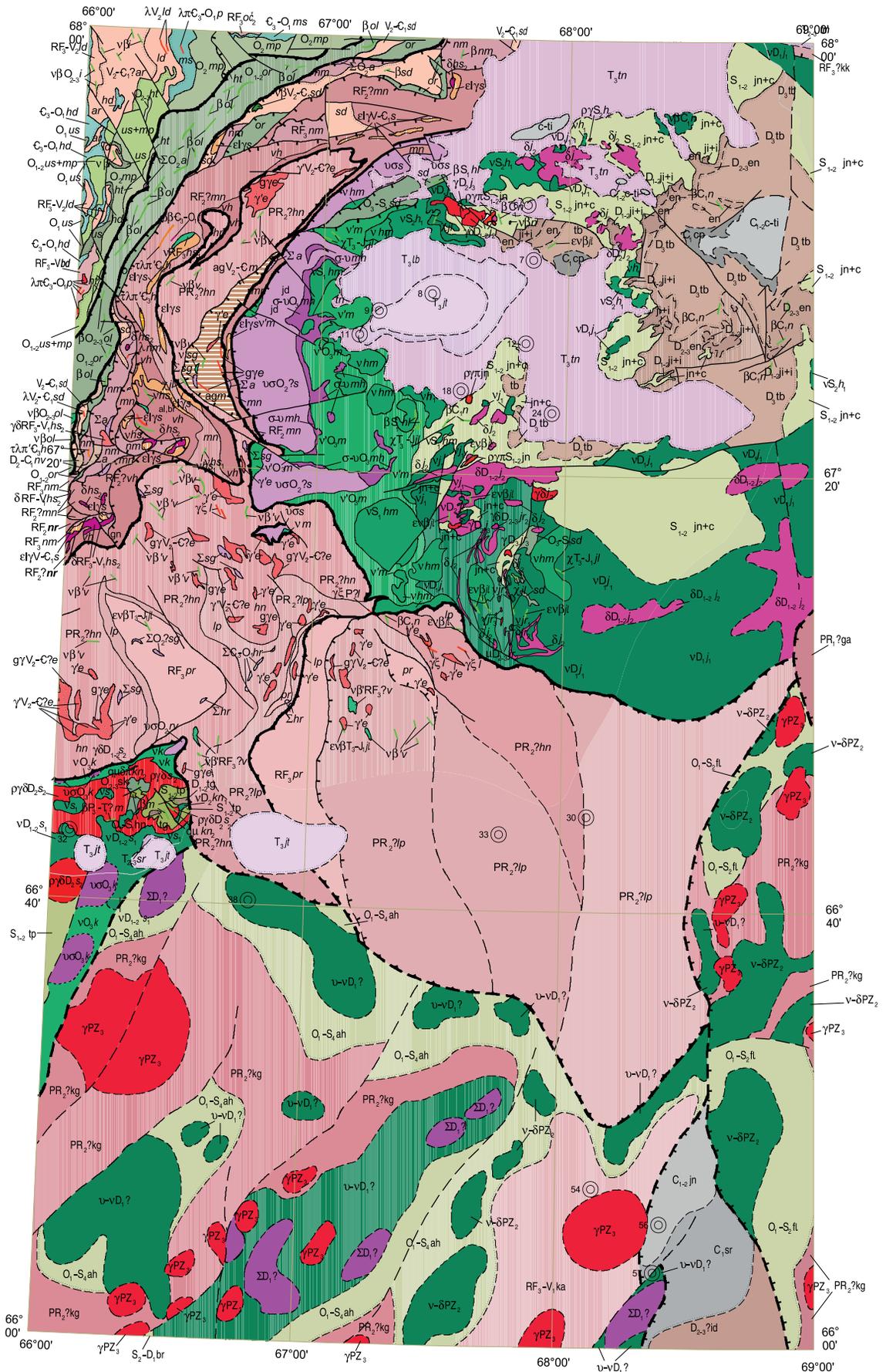


Рис. 6. Характер сочленения аллохтонных и паравтохтонных структур на севере Уральской складчатой системы (фрагмент авторского варианта геологической карты доюрских образований масштаба 1:1 000 000). Условные обозначения элементов разрывной тектоники – в графических материалах комплекта ГК-1000/3 листа Q-42.

Однако решением НРС Роснедра исполнителям был «навязан» другой вариант начертания ГУР (представлен в «официальных» графических материалах комплекта), по которому соответствующий «надвиг» располагается за Хадатинско-Ханмейским шарьяжем (срезая его) и в свою очередь перекрывается Лаптаеганским шарьяжем. Сходная рисовка впервые была продемонстрирована (без особых объяснений) на «Карте геологических формаций Урала» масштаба 1:1 000 000 (ред. О. А. Кондияйн, 1983); впоследствии она продублирована в ряде работ других геологов. Указанное разрывное нарушение имеет извилистые очертания, обтекает Щучьинский (на северо-востоке) и Войкарский (на юго-западе) синклинонии, образуя заливообразный выступ далеко на восток (под чехол ЗСП). На значительном протяжении этот разлом совпадает с упомянутыми выше «авторскими» субгоризонтальными дизъюнктивами; следует отметить, что на карте О. А. Кондияйна нет различий в начертании морфологических типов пологих разломов. Возникает закономерный вопрос: данная причудливая линия – надвиг или шарьяж (графически – в какую сторону должны быть ориентированы «берг-штрихи»)? В первом случае ситуация выглядит маловероятной как с палеогеодинамической, так и с кинематической точки зрения. Фронтальная часть ГУР (до этого выраженная преимущественно взбросо-надвигами – строго продольными, относительно малоамплитудными, четко фиксирующими западное ограничение Тагило-Магнитогорского мегасинклинония) на крайнем севере Урала вдруг сечет последний на всю его ширину (уходя даже в Восточно-Уральский мегантиклинорий), становится резко дискордантной структурному плану уралид и подразумевает значительные горизонтальные перемещения. Следовательно остается предполагать, что «палеоокеанические» образования крайней северной оконечности Войкарской СФЗ накапливались при этом в существенном отрыве от большей ее южной части, а Щучьинская СФО вообще являла собой локальную островодужную «системку». Это противоречит имеющимся фактическим данным о формационном единстве названных территорий (по видовому составу, набору, количественным соотношениям, возрасту стратифицируемых и интрузивных пород), а также – по материалам Н. Г. Берлянд [17] – о принадлежности к одному типу (и подтипу) коры в пределах общего четко очерченного линейного пространства.

Представление «Харбейской структуры» в качестве тектонически единой формы, трактуемой к тому же как некое мифическое «позднеорогенное поднятие» (по данной версии – почти изолированного участка Восточно-Европейского палеоконтинента среди Уральского палеоокеана?), в которое как в «небоскреб» упирались надвиговые пластины Щучьинского и Войкарского «аллохтонов» (перемещаемые, вероятно, с удаленных восточных территорий), не выдерживает никакой критики. Во-первых, из-за очевидного смешения понятий разных номенклатурных рядов («антиклинорий» – «поднятие»), а во-вторых, по причине полной недоказанности существования палеозойских островодужных систем на континентальной докембрийской коре. Напротив, «покровный» вариант, по которому массы протерозойских пород с «Восточного Урала» (а их в одноименном

мегантиклинории достаточно) шарьированы на Войкаро-Щучьинскую мегазону палеозоя, выглядит не только более естественным, но и едва ли не единственным возможным при комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов (рис. 6). В этой трактовке существенные перемещения осуществлялись не Щучьинским и Войкарским синклинориями, а «на них», по ряду признаков, составлявших формационно и тектонически общую структуру. Западный из двух (как минимум) шарьяжей при этом перекрывает ГУР; «открытым» продолжением последнего (уже за западной рамкой трапеции) должен полагаться северо-восточный тектонический контакт гипербазитового массива Рай-Из. Следует отметить, что там же, на территории смежного листа обе изолированные части сложенного докембрием т. н. «Хараматолоуского блока» выглядят как уцелевшие от размыва «синформные» фрагменты шарьяжного покрова, ранее надвинутого на единое («войкарско-райизское») тело ультрамафитов. К сказанному можно добавить следующее. Сами по себе аллохтоны, в том числе «автономные» (Медногорский, Кракинский, Нязепетровский, Малопечорский) не являются какой-то редкостью для Урала в целом. Но лишь на крайнем севере складчатой системы – там, где она резко теряет меридиональную направленность – размеры подобных форм (Лемвинский аллохтон) и масштабы горизонтальных движений (если, следуя принципу наиболее простых решений, включать сюда и «переброшенные» на Тимано-Печорскую платформу уралиды структур «гряды Чернышева» и «поднятия Чернова») поистине впечатляют. И логично, что именно здесь фиксируется высокоамплитудное шарьирование на запад «восточноуральских» древних пород; для сравнения: на меридиональном отрезке наиболее значительное (но не полное) «закрытие» Тагило-Магнитогорской мегазоны отмечено на границе Среднего и Южного Урала, где максимально сближены «восточный» (Сысертско-Ильменогорский) и «западный» (Уфалейский) антиклинории. Подобная ситуация на самом севере региона может объясняться резким усложнением здесь поля тангенциальных напряжений, с одновременным существованием двух основных векторов – северо-западного («полярноуральского») и юго-западного («пайхойского»), что приводило к «выдавливанию» перемещаемых масс далеко на запад.

Среди многочисленных «местных» разрывных нарушений, показанных на картах и тектонической схеме, закономерно преобладают продольные; в частности к ним относятся и все надвиги. Соответствующие общему тектоническому плану (для большей части территории) северо-северо-восточные (до субмеридиональных) крутопадающие разломы определяются как структурные соотношения сложной или неустановленной морфологии; для некоторых их отрезков, впрочем, может быть уверенно установлена взбросовая или сбросовая, иногда сдвиговая составляющая. Из диагональных нарушений, представляющих собой крутые трещины скалывания, разрывы северо-северо-западной ориентировки заметно преобладают над восток-северо-восточными; чаще всего они выражены сбросо-сдвигами. Поперечные – запад-северо-западные, реже субширотные дизъюнктивы (трещины отрыва), сколько-нибудь существенно нарушающие пликативную

структуру, фиксируются редко; среди них доминируют вертикальные сбросы. Все крутопадающие второстепенные разломы прямолинейные или слабоизогнутые в плане иногда сопровождаются флексурными подгибами слоев. Амплитуда перемещения по ним, как правило, не одинакова на отдельных участках и обычно не превышает сотен метров, редко достигая первых километров. В кайнозой многие из дизъюнктивов, заложенных в позднегерцинское время, явились основой ортогональной и диагональной сети нарушений, по которым осуществлялись (наиболее интенсивно – в УМСП) неотектонические блоковые движения.

### **Глубинное строение территории**

Оно достаточно подробно освещено в монографии Н. Г. Берлянд [17], в течение многих лет интерпретировавшей и обобщавшей геофизические данные для Урала и краев смежных платформ. Текстовая часть дополняется там многочисленными иллюстрациями, результирующей является «Карта районирования Урала и сопредельных территорий по типу глубинного строения земной коры» масштаба 1:7 500 000. Краткие комментарии к этой карте могут быть сведены к нескольким главным моментам. Тектоническая структура рассматриваемой территории сформирована на коре двух типов – континентального (с двумя подтипами – «рифтовым» и «регенерированным») для большей юго-восточной ее части и островодужного – для северо-западной (за исключением самого угла трапеции). В качестве дискриминантных параметров используются степень основности коры, с одной стороны, и степень ее дифференцированности – с другой. Очевидна значительная зависимость главных «близкоповерхностных» тектонических единиц от характера земной коры. Так, область низкодифференцированной коры, фиксируемая на юге площади листа, отождествляется с Шеркалинско-Ярудейским макроблоком (известным также в литературе под названием «Ханты-Мансийский срединный массив»). На остальной территории, где распространен континентальный тип коры той же средней основности, дифференцированность ее определена как высокая и интенсивная. На таком же «фоне» рифтовый подтип (развит на северо-востоке и крайнем северо-западе трапеции) характеризуется повышенной основностью. В довольно широкой полосе северо-восточной ориентировки, отвечающей коре островодужного типа, приосевые участки классифицируются как зоны погруженного меланократового основания уралид с гетерогенной верхней корой (включающей в том числе и комплексы «гранитогнейсового мегаслоя»). Небольшой субширотный участок («перемычка», не выходящая за рамки упомянутой «островодужной» полосы), разделяющий Щучинский и Войкарский синклинории, имеет высокодифференцированную регенерированную кору «генерализованной» средней основности. Отчетливо разделяются Центрально-Западносибирская и Уральская складчатые системы; в последней фиксируются «корни» таких структурных форм как Полярно-Уральский антиклинорий, Западно-Харбейская антиклиналь («паравтохтон»), Березовско-Полуйский макроблок. Элементам разного по-

рядка, ранжированным по типу глубинного строения, даны собственные географические названия. Выделены крупнейшие («трансрегиональные») глубинные разломы; рассматриваемую территорию пересекают четыре из них: два субширотных в южной трети листа и два северо-западных – на северной его половине.

Чешуйчатое (покровно-надвиговое) строение как «основной мотив» всей современной структуры УМСП на Полярном Урале (от западных до восточных предгорий) подтверждается материалами площадных и профильных сейсмических исследований нового поколения, в том числе по Полярно-Уральскому трансекту. На поверхности листа Q-42 этот профиль МОВ ОГТ пересекает небольшой участок «Харбейской структуры», Войкарский синклиниорий и уже через чехол платформы продолжается в восток-юго-восточном направлении к Янгиюганской параметрической скважине. Существует несколько вариантов его геологической «обработки», порой существенно различающихся как в трактовке сейсмоданных, так и в изображении частных контуров. Так, по одному из них, представленному А. В. Рыбалкой с соавторами [221], Харбейский «антиклиниорий» интерпретируется как выдвинутый с востока блок «верхне-среднекоровых» метаморфических комплексов; сходной точки зрения придерживаются и авторы записки.

В платформенной части территории выделяемый геофизиками «вулканогенно-осадочный мегаслой» верхней коры отчетливо делится на «осадочный» и «складчатый» слои. Первому соответствует слабо литифицированный мезозойско-кайнозойский чехол, второму отвечают подвергшиеся планации структуры фундамента; положение его кровли, а также «базальных» свит юры и нижнего мела отображено на соответствующих картах и схемах комплекта ГК-1000/3. Западные сегменты фундамента ЗСП занимает преимущественно Восточно-Уральский мегантиклиниорий, на северных широтах погруженный достаточно глубоко. Различия в степени пликативной деформированности упомянутых частей «мегаслоя» ярко запечатлены и в волновой картине (рис. 7).

На том же сейсмопрофиле XXVI (фактическом продолжении на восток упомянутого выше трансекта) демонстрируется еще одна характерная особенность платформенной тектоники: «слепые» позднемезозойские (докампанские) крутопадающие разрывы являются малоамплитудными и распределены по площади неравномерно; «сгущения» их тяготеют к линейным положительным структурным формам чехла. Многочисленная гравиметрическая и магнитометрическая информация широко использовалась при мелкомасштабном картопостроении – для качественной диагностики вещественного состава и характера соотношений пород фундамента, экстраполяции границ картируемых таксонов. Обобщающая графическая характеристика обоих геофизических полей представлена на схемах масштаба 1 : 2 500 000 в зарамочном оформлении карты донорских образований.

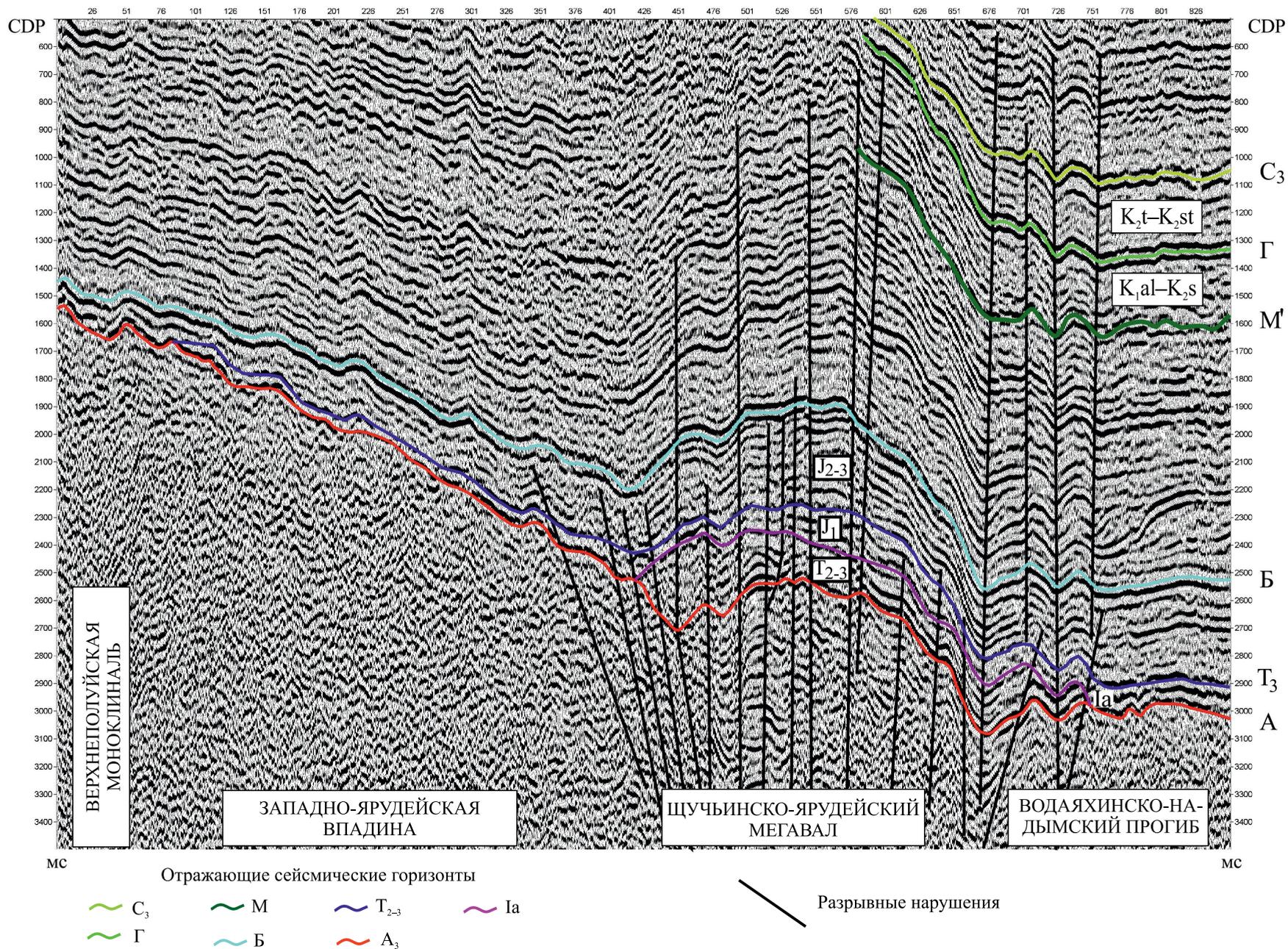
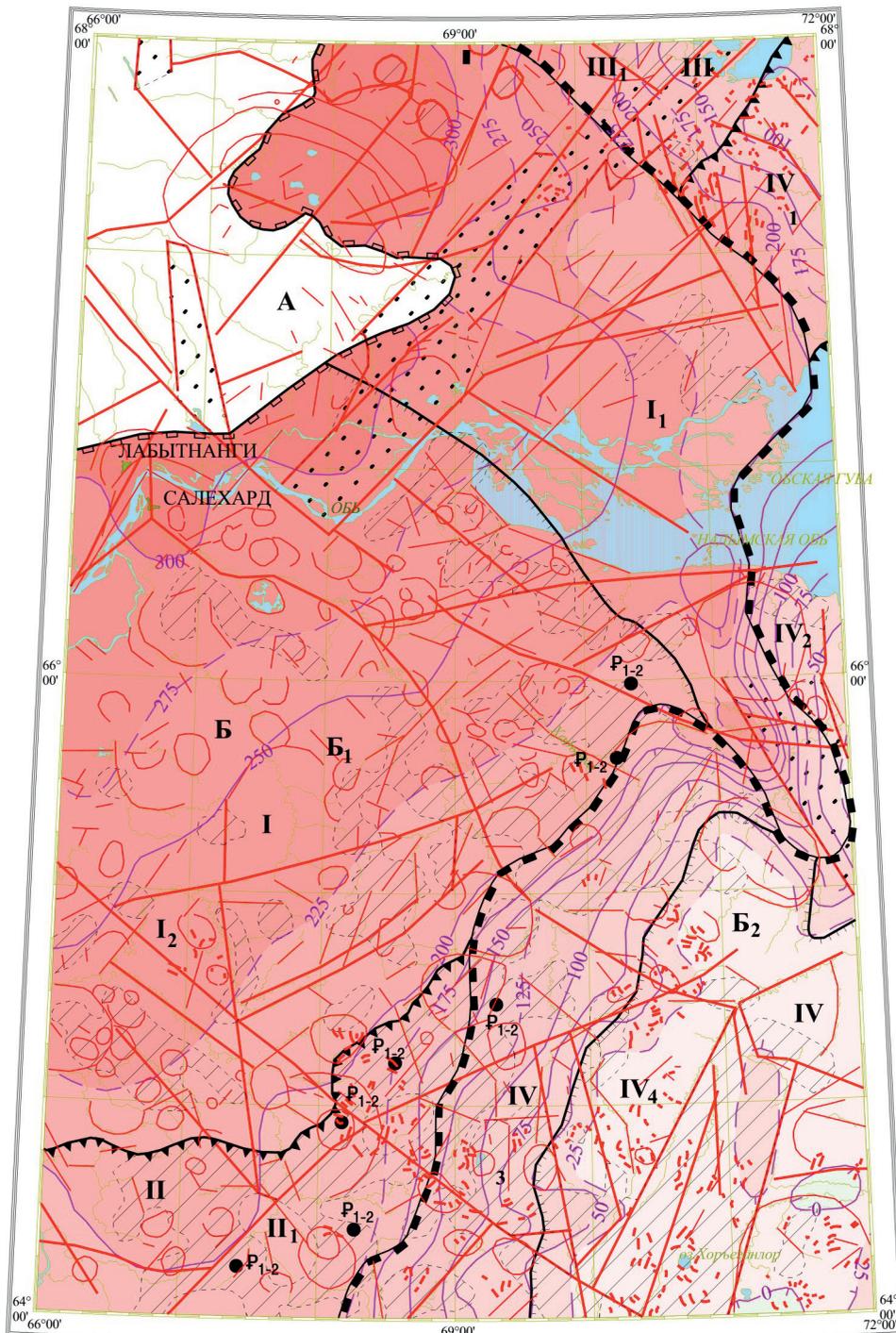


Рис. 7. Временной сейсмический разрез по региональному профилю XXVI (расположение профиля на схеме использованных материалов).

## Неотектоника

Возникновение неоорогенических движений в пределах современного Урала принято связывать с олигоценом: последние по времени «платформенные» морские отложения, уцелевшие там от размыва, датируются эоценом. С плиоцена происходит усиление и резкая дифференциация блоковых подвижек при общем воздымании этой части территории. В Западной Сибири за начало неотектонических событий принимается поздний олигоцен – время регрессии туртасских озерных и лиманно-морских «мигрирующих» бассейнов. С миоцена устанавливается новый режим тектоно-эвстатических колебаний (относительно малоамплитудных) главного базиса эрозии (уровня океана) на фоне постепенного затухания интенсивности общего погружения, сменившегося в квартере преобладанием восходящей направленности новейших движений. Таким образом, неодинаковый характер (и масштаб) деформаций на западе и востоке ранее единой платформы предопределили различия в номенклатуре и конфигурации соответствующих структур, что и отображено на схеме неотектонического районирования (рис. 8).

На рассматриваемой площади уверенно выделяются два крупнейших (региональных) таксона – Уральское блоковое поднятие (А), фрагмент которого занимает северо-западный угол листа, и Западно-Сибирская геосинеклиза (Б), охватывающая остальную часть трапеции. Последняя подразделяется на две субрегиональные неотектонические единицы – Приуральскую мегаступень и Иртышско-Обский желоб, а те в свою очередь – на структурные формы I и II порядков. Все они имеют типично «платформенную» номенклатуру; их географические названия и номера даны на схеме. «Дробные» подразделения неотектонического районирования могут отвечать как одной, так и нескольким формам мезозойско-нижнекайнозойской части чехла, при этом не обязательно совпадая с ними по знаку и другим параметрам. Хотя бытует мнение о значительной интенсивности обоих планов, в той или иной мере это может касаться лишь наиболее крупных структур. Так, уже новейшие формы II порядка нередко смещены по отношению к одноранговым «мезозойским», а часть последних (не говоря о более мелких таксонах) либо совсем не проявлена в неотектонической структуре, либо отразилась там в искаженном виде. Намечается определенная зависимость «суммарной» амплитуды новейших движений от их доминирующей направленности; максимальные значения (100–320 м) фиксируются для линейных положительных форм (мегавалов, валообразных поднятий); для незамкнутых в плане и однокрылых (выступы, ступени, моноклинали) они составляют 50–300 м, в отрицательных (прогибы) обычно не превышают 100 м (редко достигая 225 м). Особенностью Шеркалинской ступени является широкое развитие параллельно-грядового рельефа с выходами на поверхность мелких изометричных блоков («диапиров»), в ядрах которых чаще всего вскрываются палеоцен-эоценовые опоки и диатомиты. Диапиры приурочены к местам сочленения или пересечения тектонических элементов, как считается, «глубинного» происхождения. Вопросы о глубине «затухания» куполов вниз



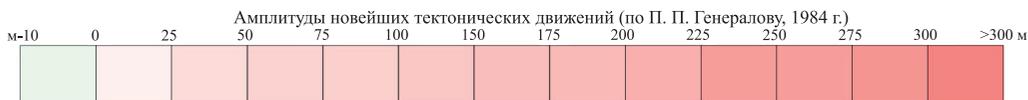
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Элементы неотектонической структуры
- Региональные
- A – Уральское блоковое поднятие
  - B – Западно-Сибирская геосинеклиза
- Субрегиональные
- B<sub>1</sub> – Приуральская мегаступень
  - B<sub>2</sub> – Иртышско-Обский желоб
- I порядка
- I – Нижнеобская крупная ступень
  - II – Сосьвинско-Алтымская крупная ступень
  - III – Ямальская крупная седловина
  - IV – Надымская крупная впадина
- II порядка
- I<sub>1</sub> – Щучинско-Ярудейский мегавал
  - I<sub>2</sub> – Салехардский выступ
  - II<sub>1</sub> – Шеркалинская ступень
  - III<sub>1</sub> – Хэяхинское валообразное поднятие
  - IV<sub>1</sub> – Парусовый прогиб
  - IV<sub>2</sub> – Нижненадымский прогиб
  - IV<sub>3</sub> – Верхнеполуйская моноκлиналь
  - IV<sub>4</sub> – Лехохетинская впадина

Границы структурных форм:

- региональных
- субрегиональных
- I порядка
- II порядка

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



- 175 – Изолинии амплитуд неотектонических движений (кратные 25 м)
- Линеаменты, подтвержденные геофизическими данными
- Линейные элементы ландшафта и гидросети, обусловленные трещиноватостью субстрата
- Овальные и кольцевые формы, обусловленные складчатостью нагнетания

- Параллельно-грядовый рельеф над зонами мелкой линейной складчатости и трещиноватости в приповерхностной части платформенного чехла
- Области мелкой линейной складчатости и динамической напряженности в приповерхностной части чехла:  
a – не проявленные в рельефе  
b – выраженные в современных ландшафтах
- Границы зон складчатости
- P<sub>1-2</sub> – Диапиры установленные (не выраженные в современном рельефе); индексом показан возраст стратона, слагающего ядро диапира

Рис. 8. Схема неотектонического районирования.

по разрезу и времени их формирования до сих пор остаются без ответа. Можно предполагать, что на площади листа наиболее крупные из них достигают глубин 1–1,5 км.

В платформенной части территории (преимущественно на водоразделе рек Обь и Полуй) в приповерхностной части чехла участками распространена «вторичная» мелкая складчатость, природа и время образования которой также до сих пор остаются дискуссионными. Некоторые исследователи, в частности Ю. Ф. Захаров [107] и С. Б. Шацкий [262] связывают эти дислокации со следами воздействия неоплейстоценовых ледниковых покровов. Другие геологи – П. П. Генералов [41, 47], Р. Б. Крапивнер [142], И. Л. Кузин [145] полагают, что привлечение ледниковой гипотезы для объяснения подобных пликативных деформаций не имеет под собой надежных оснований. С одной стороны, она плохо согласуется с фактом наличия таких складок не только на севере, но и на юге (где никто не усматривает былого оледенения), а с другой, противоречит «геологическим свидетельствам» о времени их образования – не позднее середины миоцена. П. П. Генералов [306], объясняющий эти дислокации «складчатостью нагнетания» (за счет инверсии плотностей), наиболее выраженной стадией их формирования считает предпелымское время. По его мнению, для такой модели наиболее благоприятны слои в интервале от турона по эоцен, где пластичные глины чередуются с более легкими компетентными кремнистыми отложениями.

Механизм образования мелких складок нагнетания (применительно к площади листа) описан И. Л. Кузиным [145], полагающим, что их «внесение» в породы субстрата сопровождается образованием многочисленных разрывов, способствующих дальнейшему усилению пликативных деформаций. Р. Б. Крапивнер усматривает связь зон мелкой складчатости нагнетания с разломами, имеющими горизонтальную составляющую смещения (вплоть до сдвигов), что обуславливает одновременное действие сил латерального сжатия и растяжения, ориентированных перпендикулярно друг другу и косо к простиранию зоны дизъюнктива. В результате образуется система кулисообразно «нанизанных» на проекцию сдвига брахиморфных складок, которые выражены в рельефе чередованием гряд и линейных понижений; на площади листа протяженность таких зон может достигать 100 км при ширине до 25 км. Высота гряд увеличивается от водоразделов к долинам. Выделяются две группы пликативных дислокаций такого рода.

К первой отнесены формы, плановое положение которых не контролируется ступенями рельефа; они приурочены к крыльям «глубинных» структур и зонам над «слепыми» разрывными нарушениями. Складки второй группы локализуются в речных долинах и отрицательных элементах рельефа. Считается, что в «предъямальское» и «раннеямальское» время глубина расчленения рельефа территории была много больше; поэтому «выжимание» пластичных пород со стороны водоразделов в долины могло проявляться весьма интенсивно. Условия, сходные с предъямальскими (обеспечивающие максимальные врезы), вероятно, возникали и в последующие регрессивные этапы, но отличались постепенным снижением эрозионной активности и, как следствие, интенсивности структурообразующих

процессов. Приповерхностные дислокации могли усложняться и вследствие эволюции мощной (но неоднородной) зоны многолетней мерзлоты, возникшей, вероятно, не позднее раннего плейстоцена.

Как ясно из вышесказанного, локальные «вторичные» пликативные дислокации имеют разный масштаб. Для наиболее крупных складок характерна валообразная или куполовидная форма; максимальный размер их  $100 \times 20$  км, амплитуда – от 200 до 1000 м. Углы наклона крыльев могут достигать  $10\text{--}15^\circ$ , тогда как у «глубинных» новейших структур они не превышают долей градуса. Осложняющая их более мелкая складчатость, проявляющаяся в береговых обнажениях и параллельно-грядовом рельефе, весьма разнообразна как по форме, так и по размеру. Морфологические особенности складок в первую очередь обусловлены литологическим составом пород, выведенных к поверхности, а также степенью предшествующей дислоцированности. Их ширина и амплитуда – от первых метров до первых сотен метров, длина линейных форм – до нескольких километров; углы падения на крыльях могут составлять десятки градусов (при максимуме во флексурных подгибах  $70\text{--}90^\circ$ ).

Все новейшие деформации разрывного характера, показанные на схеме (рис. 8) проявлены на дневной поверхности. Там они выражаются линейными элементами орографии и гидросети, вследствие чего уверенно дешифрируются на МДС. Различаются строго ориентированные линейменты и овальные (кольцевые, полукольцевые) формы, оконтуривающие участки развития «складчатости нагнетания»; в последнем случае подобные изометричные структуры могут определяться термином «дизпликаты». Субпрямолинейные дизъюнктивы, как правило, безамплитудные («зоны повышенной трещиноватости») или малоамплитудные. Там, где может быть установлен характер смещения (обнажения, горные выработки), морфологический их тип чаще определяется как сбросовый, реже – как взбросовый и сдвиговый. Характерно заметное преобладание разломов северо-восточной и северо-западной ориентировок над другими направлениями, что позволяет предполагать здесь доминирующее развитие диагональной «регматической сети». Ряд разрывов подтверждается и геофизическими методами, в частности совпадает с нарушениями сплошности среды, фиксируемыми сейсмическими данными. В Уральском блоковом поднятии дизъюнктивы являются практически единственным выражением новейшей тектоники; ими определяется ярусность рельефа и направленность конкретных его элементов и форм (см. гл. «Геоморфология»).

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Для рассматриваемого участка земной коры (Полярный Урал и Зауралье) геологическая эволюция может быть прослежена с протерозоя. На основе имеющегося фактического материала с привлечением данных по смежным территориям и некоторыми допущениями она представляется следующим образом. Применительно к раннему протерозою (выделяемому на территории условно) палеогеодинамическая, тем более палеофациальная интерпретация событий весьма приблизительна, так как условия формирования литокомплексов тогда были существенно отличными от фанерозоя и даже рифея по целому ряду факторов (мощность и термодинамическое состояние земной коры, состав атмосферы и др.); кроме того, первичный облик структурно-вещественных комплексов (СВК) кардинально изменен неоднократным интенсивным метаморфизмом. В это время предполагается существование нескольких «протоконтинентов» (возникших после раскола архейского «суперконтинента») с ранее сформированными и сохранившимися зачатками осадочной оболочки Земли. И хотя геологические условия в данной зоне характеризуются уже заметным увеличением «склеротичности» (жесткости, хрупкости) континентальной коры, они по-прежнему остаются гораздо более мобильными, чем современные. Поднятие разогретых плюмов, вероятно, способствовало образованию многочисленных глубинных трещин и, в конечном счете, приводило к «рассеянному рифтингу» на значительных территориях.

В пределах территории листа Q-42 присутствие раннепротерозойских(?) континентальных блоков предполагается в Восточно-Уральском мегантиклинории (в том числе среди шарьяжных его отторженцев). В гораздо более изученных южных частях этой структуры сочетание первично-вулкано-генных (преимущественно контрастных) и метаосадочных (с реликтами градационной слоистости, флишеподобными текстурами) формаций в купе с петрохимическими и геохимическими характеристиками таксонов свидетельствуют о существенной роли в строении их разрезов континентально-рифтовых образований. В результате рифтогенеза и последующего локального спрединга континент, предположительно, распался на многочисленные обособленные блоки, что дало основание ряду исследователей называть раннепротерозойскую геодинамику «тектоникой малых плит». В конце этого длительного промежутка времени произошло тотальное скупивание с объединением этих мезоплит в единый новый суперконтинент – Пангея I (Мегагея) – и замыкание почти всех бассейнов с субокеанической корой.

Осадочно-вулканогенные СВК Берёзовско-Полуйского, Шеркалинско-Ярудейского и других (более мелких) блоков были преобразованы в условиях амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций с частыми проявлениями ультраметаморфизма.

После завершения карельской эпохи тектоногенеза и последующей планиции горных сооружений на значительной площади нынешней Евразии в течение почти всего рифея (около 1 млрд лет) господствовал платформенный режим. Следует отметить, что более или менее полные верхнепротерозойские разрезы наблюдаются на Урале далеко не везде; в частности на территории листа не зафиксированы нижнерифейские отложения. Можно предполагать, что в данную эру полярноуральский сектор представлял собой преимущественно область сноса; стратиграфическим выражением платформенной седиментации здесь можно считать кварцит-кристаллосланцевую толщу, возраст которой с точностью до эры не определен. На отдельных пространствах региона в те или иные сравнительно короткие возрастные отрезки платформенный режим сменялся континентальным рифтингом, проявленным в узколинейных зонах «неуральского» простирания. Одна из таких континентально-рифтовых систем, существовавшая в начале среднего рифея и имевшая, вероятно, северо-западную ориентировку, охватывала и рассматриваемую площадь. Отмечена она сочетанием первично-терригенных и базальтоидных пород и фиксируется в Харбейско-Марункеуской СФЗ (няровейская серия). Преобладающие в описываемый период стабильные геотектонические условия как минимум дважды – в начале позднего рифея и его середине (предположительно, на рубеже тангаура и тамьяна) – сменяются режимом «активизированной платформы» (неудачный синоним данного понятия – «рассеянный рифтинг»). Он выражен в усилении разрывной тектоники (растрескивании) на фоне общего воздымания территории с существенными перерывами в осадконакоплении. В первом случае это сопровождалось внедрением большого числа даек, силлов и штоков габброидных пород (васькеуский комплекс), во втором – появлением эффузивных прослоев среди карбонатно-терригенного разреза (немурюганская и париквасьшорская свиты, а также, по-видимому, ряд толщ в фундаменте ЗСП).

В самом конце рифея (поздний кудаш) возникает новая континентально-рифтовая система (уже, по-видимому, трехлучевого сочленения с наиболее выраженной здесь северо-восточной ветвью), существующая и в раннем венде. Характеризуется она типичным «пестрым» набором формаций с существенной ролью контрастных по основности и щелочности вулканитов и гипабиссальных интрузий. На рассматриваемой территории ее представляют очетывисская и лядгейская свиты, установленная в Янгиюганской параметрической скважине кристаллосланцево-амфиболитовая толща, а также габбро-диорит-гранитовая формация (харбей-собский комплекс). Внутреннюю часть рифта отмечают развитые южнее (за пределами площади листа Q-42) почти синхронные реликты субокеанической коры (дунит-гарцбургитовые и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые ассоциации) и даже, возможно, зачатки энсиматической островной дуги (интенсивно преобразованные породы хордьюского, дзёляюского, белогорского

метаморфических комплексов); последние, впрочем, в современной структуре Урала весьма редки и установлены лишь в северной его половине.

Эти линеаменты (в отдельных субрегионах они совпадают с долгоживущими разломами глубинного заложения, на этот раз «близуральского» или «тиманского» простираения) разделяют единую до этого мегаплиту на три палеоконтинента, расхождение которых друг относительно друга было сравнительно небольшим (а на юге Урала, скорее всего, отвечало лишь «красноморской» стадии рифтообразования). При сближении континентов (в конце раннего венда) и последующей коллизии (поздний венд–начало кембрия) формируется орогенный пояс. Продукты размываемых байкалид образуют мощные толщи разнообломочных терригенных осадков, слагающих межгорные депрессии, а в более западных районах (за пределами площади заполняющих «Предраннеуральский» (по О. А. Кондияну) передовой прогиб. Внутренние части орогена в конце венда–раннем кембрии оставались еще нестабильными; в них спорадически проявлялась вулканическая деятельность (на площади листа – «вулканогенные» молассоиды арканьдской и сядатинской свит).

Заключительные стадии байкальского тектоногенеза знаменуются деформациями; при этом пликвативные дислокации по интенсивности в целом заметно уступали наложенной на них герцинской складчатости. В отличие от южных секторов региона, складкообразование на Полярном и Приполярном Урале в этот период сопровождалось существенными динамотермальными преобразованиями латерально-зонального типа (от низкотемпературных ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации – марункеуский метаморфический комплекс), а также сопутствующим гранитообразованием (сядатыахинский и евьюганский комплексы). Синскладчатые и постскладчатые дифференцированные блоковые движения завершают байкальский тектоно-магматический цикл. Таким образом, к концу раннего кембрия возникает горное сооружение, спаявшее части единой ранее эпикарельской платформы. Вслед за этим в течение почти всего кембрия (около 20 млн лет) вновь устанавливается стабильный континентально-платформенный режим. Горная страна интенсивно разрушается, обломочный материал накапливается в основном за ее пределами (достоверные среднекембрийские отложения на Урале до сих пор не установлены). Уже к началу позднего кембрия территория, подвергнутая позднебайкальскому орогенезу, представляет собой приподнятый субпенеплен. Формируются древние коры выветривания латеритного профиля, впоследствии большей частью размытые (на Урале они сохранились только в некоторых пунктах; на описываемой площади отсутствуют).

С конца позднего кембрия (аксайский век) образуется новая континентально-рифтовая система, на значительном протяжении Урала меридиональная, здесь – отклоняющаяся к северо-востоку. В целом она располагалась западнее однотипной «позднебайкальской» структуры, хотя отдельные грабены на ее восточной периферии могли наследовать шовные зоны байкальского рифтогенеза. К представителям ранней стадии формирования рифта, сохранившимся в палеоконтинентальном секторе уралид, относятся верхнекембрийско-нижнеордовикские хойдышорская,

минисейская и тремадокская усинская свиты, а также субсинхронные малоглубинные магматические комплексы: хартманюшорский ультрамафитовый, трудновский пикрит-долеритовый, пайпудынский риолитовый, хада-тинский метатрахириолитовый, выраженные телами небольшого размера. В палеоокеаническом секторе с таковыми могут отождествляться низы филипповской толщи.

По-видимому, уже к началу дапинского времени центральные части системы преобразуются в океанический рифт; в глубоких зонах растяжения возникает океаническая кора – значительные массы «альпинотипных» ультрамафитов и мафитов, в разных частях структуры выделяемые в различные субсинхронные комплексы: сьумкеуский, райизско-войкарский, в более южных районах Урала – салатимский, серовский, сакмарский, куликовский и др. Чуть позже офиолитовая ассоциация надстраивается еще одним «классическим» членом: натриевыми базальтами и силицитами сокольинской свиты (за пределами листа южнее – синхронные вьйская, бардынская, поляковская и другие свиты). Тем самым зарождается Палеоуральский (Палеоазиатский) океан, отделивший Восточно-Европейский палеоконтинент (ВЕК) на западе от Надымского и Казахстанского палеоконтинентов на востоке. В ранние фазы раскрытия океана, вероятно, при крутой субдукции океанической коры под восточные континенты происходит отторжение от последних крупных сегментов, рассматриваемых обычно как «Восточно-Уральская группа микроконтинентов» (ВУМК). В субокеанических условиях разделяющего их «окраинного спредингового моря» формируются мафит-ультрамафитовые парагенезы (здесь не обнажены; в «открытых» частях Южного Зауралья это каргопольский дунит-гарцбургитовый и дружининский габбро-гарцбургитовый комплексы). Перед западным краем ВУМК над зарождающимися зонами поглощения в начале позднего ордовика образуются «предостроводужные» дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые ассоциации (в пределах листа – кэршорский, малохада-тинский, малыкский, южнее – качканарский, таловский и другие комплексы). В середине ордовика (по крайней мере до конца тэлашорского времени, иногда и в сандбии, совсем редко – даже в раннем катии) на раздробленных краях ВЕК и мезоплиты продолжают существовать остаточные рифтовые долины. Они заполняются разнообломочным терригенным (малопайпудынская свита) или осадочно-эффузивным (кремнисто-вулканогенная толща) материалом. Ордовикский гипабиссальный магматизм на восточном краю ВЕК проявлен габбродолеритовой формацией (изьяхойский и орангьюганско-лемвинский комплексы). Таким образом, в начале позднего ордовика окончательно обособляется Уральская мобильная область как надпорядковая «первично-тектоническая структура».

С самого конца флоского века (в более южных областях Урала – в даривильское время) восточная оконечность ВЕК начинает развиваться как пассивная окраина: зарождаются шельф и континентальный склон. Первый представлен карбонатно-терригенной и глинисто-известняковой формациями (соответственно малопайпудынская и хантейская свиты), второй – кремнисто-терригенными осадками (орангская, няньворгинская свиты). Оба геодинамических подкомплекса в современной структуре рассматриваемой

территории распространены фрагментарно, но широко представлены на смежном с запада листе Q-41. Главные элементы пассивной окраины ВЕК, несмотря на некоторую миграцию своих границ, вдоль всего Урала сохраняют почти неизменным свое положение до начала фамена (на севере региона – до середины карбона). Подобного же типа породы образуются на склоне и у подножия микроконтинентов (ахтынурская, ловинская и другие толщи). Типично «шельфовый» облик имеют существенно карбонатные и карбонатно-терригенные стратоны, фиксируемые под чехлом ЗСП на западе Центрально-Западносибирской складчатой системы (четыре толщи в возрастном диапазоне от позднего ордовика по фамен).

С хирнантского века над зоной субдукции, падающей под ВУМК, возникает «тагильская» островная дуга, существовавшая в активном режиме по ранней девон. Соответствующие осадочно-вулканические ассоциации, а также парагенетически связанные с ними плутонические и гипабиссальные формации распространены в Войкаро-Щучинской мегазоне. Внутри сильно «отрифтованного» (проницаемого) микроконтинента формируются ее «отголоски»: осадочно-вулканогенные парагенезы (кремнисто-вулканогенная и сланцево-вулканогенная толщи). В раннем девоне значительная часть современного Урала подвергается существенной деструкции. Осуществляется коллизия микроконтинента с островной дугой; последняя (прошедшая все «классические» стадии своего развития) с этих пор становится ремнантной. Невулканические образования «остаточной дуги» представлены здесь кремнисто-терригенно-известняковой формацией (топугольгартская и кремнисто-известняковая толщи нижнего–среднего девона). Почти в то же время в Магнитогорской мегазоне (на юге региона) происходит задуговый спрединг с формированием новых офиолитовых ассоциаций (а в дальнейшем на этой субокеанической коре – одноименной «девонской» островодужной системы). Сходные дунит-гарцбургитовые и верлит-клинопироксененит-габбровые парагенезы (впоследствии протрудировавшие в накопленные отложения) в небольших объемах возникают и в более восточных областях палеоокеанического сектора уралид; они фиксируются почти на всем протяжении ВУМК.

В живете начинается резкое сближение микроконтинента (с примкнувшей к нему «тагильской» дугой) и Надымского палеоконтинента; образуются «флишевые трогии» (ензорская, тальбейская, карбонатно-песчаниковая толщи), в локальных участках повышенного теплового потока усиливается вулканизм (игримская, идьяхинская, осадочно-вулканогенная толщи) и интрузивный магматизм (юрменекский габбродиорит-гранитовый, конгорский монцогаббро-граносиенитовый комплексы). С франа в подобные процессы включается и Южный Урал; к концу века там они завершаются коллизией ВУМК с Казахстанским палеоконтинентом, а в начале фамена – последнего с «магнитогорской» дугой, субдукция под которую окончательно завершается в начале турне. С этого времени, вследствие резкого изменения относительных скоростей перемещения соседних мегаплит, начинается сближение западных и восточных палеоконтинентов; разделяющие их мезоплиты с относительно молодой океанической корой начинают поддвигаться под ВЕК.

Восточная периферическая область последнего, имеющая уже мощную континентальную кору, преобразуется в активную окраину кордильерского типа. Над завершившими свое развитие островодужными системами, а также в пределах бывших микроконтинентов формируются вулканоплутонические пояса. В синколлизионных «эшелонированных рифтах» возникают линейные магматические центры, где почти до конца башкирского времени (в северных областях Урала, по-видимому, и в начале позднего карбона) идет формирование вулканитов и коагматических интрузий нормального и умереннощелочного ряда. На территории листа Q-42 к таковым могут быть отнесены раннекаменноугольные сармикьяхинская толща, наунпэйский габбродолеритовый комплекс, а под чехлом ЗСП – «среднепалеозойские габбро и диориты Северного Зауралья». На довольно обширных мелководных пространствах активной окраины континента (шельф «средиземных морей») по крайней мере до середины карбона накапливаются известняки (карбонатная толща) и карбонатно-терригенные отложения (янгиюганская, яхлинская, терригенно-известняковая, известняково-аргиллитовая толщи). Усиливающиеся тангенциальные напряжения приводят к дальнейшему тектоническому расслоению палеозойских комплексов, межпластовому срывам; они же вызывают коробление «карбонатной платформы» с появлением крупных островов на шельфе (скользящие верхние границы большинства каменноугольных стратонов). Этот период характеризуется переходом от «мягкой коллизии» (когда еще существует океанический слэб) – к «жесткой».

Позднебашкирское время знаменует собой начало гиперколлизии: в южной половине региона осуществляется соприкосновение краев Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов с почти полным закрытием «средиземного моря». На севере Урала подобные события, вероятно, происходили несколько позже: на рубеже московского и касимовского веков. По глубоким разломам, проникающим в нижние горизонты литосферы, окраины континентов раскалываются на макроблоки. В южных секторах Урала крупные пластины «переходной» коры с серпентинизированными ультрамафитами в основании, не встречая большого сопротивления (особенно в приподнятых блоках), шарьируют далеко вглубь ВЕК, нагнетая перед своим фронтом пакеты чешуй из срываемых осадочных толщ палеозоя и докембрия (Нязепетровский, Кракинский, Медногорский аллохтоны). В восточной части бывшего палеоокенического сектора возрастает тепловой поток. Следствием этого являются динамотермальные преобразования с общей вертикальной зональностью, а на локальных участках резкого повышения теплового потока («термальные купола») – высокоградиентный латерально-зональный метаморфизм. С этим же процессом сопряжен палингенез с формированием «раннеорогенных» (на юге Урала – среднекаменноугольных) батолитоподобных кислых плутонов (гранодиорит-гранитовые и гранит-монцолейкогранитовые комплексы). Синхронно с метаморфизмом в условиях продолжающихся тангенциальных напряжений возникают «вторично-тектонические» дислокации, первоначально в виде брахиморфной складчатости. При сопряженном радиальном сжатии ранние (байкальские) формы «сплющиваются» с образованием (вдоль осевых

плоскостей новых мелких складок) региональной кристаллизационной сланцеватости, субпараллельной слоистости в палеозое; сильнее метаморфизованные докембрийские породы приобретают «вторичную пластичность». Возникают главные тектонические элементы Восточно-Уральского мегантиклинория и Тагило-Магнитогорского мегасинклинория.

На рубеже карбона и перми уже значительная часть субрегиона являлась сухой; лишь на крайнем западе мобильной области (за пределами листа) над «барьерно-рифовой» зоной накапливается «кечпельский флиш». В начале перми интенсивный рост горного сооружения охватывает уже центральные и западные части бывшего «палеоокеанического сектора». Обломочный материал от размываемых уралид поступает в межхребтовые депрессии (жрудейская толща), а чуть позже – в начинающийся формироваться гораздо западнее (над шельфовой зоной «палеоконтинентального сектора» и восточной оконечностью смежной платформы) Предуральский краевой палеопрогиб. Поле горизонтальных напряжений дифференцируется, скорость тангенциального сжатия меняется по простиранию возникающих структур. Первые брахиморфные дислокации усложняются сжатыми (до изоклинальных) формами и нередко (особенно западнее рассматриваемой территории) преобразуются в голоморфную линейную складчатость.

На Полярном Урале в условиях двухвекторного стресса (см. предыдущую главу) ранее «тектонически расслоенные» и за счет метаморфизма «вторично-пластичные» массы докембрийских пород срываются, субгоризонтально перемещаясь далеко на запад. «Волна деформаций» последовательно продвигается в том же направлении, и в течение перми на западе мобильной области повторяются те же процессы: разноградиентный латерально-зональный метаморфизм, брахиформная складчатость и ее усложнение; крупные шарьяжные отторженцы сминаются в синформы и антиформы, возникает Полярно-Уральский антиклинорий. На крутом западном крыле Тагило-Магнитогорского мегасинклинория закладывается сутурная зона. В утрачивающих пластичность породах деформации сжатия реализуются в надвигообразовании и листритах (основная фаза «скупивания»); это время максимального проявления тектонического меланжа. Формационные комплексы Центрально-Западносибирской складчатой системы перемещаются на палео-Урал. Когда скупивание достигает предельных величин, крупные жесткие блоки пород начинают «выдавливаться» в продольные горсты со встречным падением сместителей ограничивающих их взбросов.

В конце перми и начале мезозоя за западными пределами площади продолжается рост горного сооружения и заполнение молассовыми осадками краевого прогиба. Восточная часть мобильной области (почти вся территория листа Q-42) в это время подвергается активным тектоническим подвижкам по крутопадающим разломам разной ориентировки на фоне повышенного теплового потока. Происходит внедрение «позднеорогенных» интрузий кислого состава, образующих «Главную гранитную ось Урала» (здесь – определяемые под чехлом ЗСП «позднепалеозойские гранитоиды Северного Зауралья»). Коррелятами этого процесса в более западных («горных») районах могут считаться дайки лонготского граносиенит-гранитового комплекса. В раннем–среднем триасе восточная (уже

подвергающаяся планации) половина Урала становится областью кратковременного растяжения («рассеянный рифтинг») с формированием терригенно-риолит-базальтовых ассоциаций (туринская серия) и штокоподобных габбродолеритовых интрузий. В конце триаса (или уже в начале юры) завершаются складчато-разрывные дислокации (самые последние из них затрагивают восточную часть краевого прогиба), а также магматическая деятельность (яляхинский эссексит-лампрофировый гипабиссальный комплекс). Уральская мобильная область тем самым прекращает свое развитие, преобразовавшись в одноименную складчатую систему. С этого времени вся территория Урала вступает в платформенный этап развития, уже в составе единого Евразийского континента.

Горная страна, сформированная на орогенной стадии, начинает интенсивно денудироваться. При этом обширные территории Зауралья и Западной Сибири в мезозое и кайнозое почти непрерывно опускались с образованием мощного чехла континентальных и мелководно-морских осадков, а Уральская складчатая система являлась там фундаментом молодой платформы. Первыми, еще в позднем триасе (иногда даже с ладинского времени), были заполнены узкие трюги – упомянутые выше остаточные рифтовые долины (например, Челябинский грабен с одноименной серией на Южном Урале; на площади листа – линейно распространенная тампейская серия), а также другие локальные сравнительно глубокие понижения палеорельефа (тыявынская, саранпаульская, теунтойская, лаборовская, ятринская свиты). Что касается западной части региона (кроме северной и южной его оконечностей), то на этих же широтах она, по-видимому, почти все время оставалась приподнятой (с прерывистым накоплением морских осадков лишь в максимальные трансгрессии), уже к середине мела представляя собой пенеппленезированную невысоко стоящую сушу с широким развитием кор выветривания.

Юрско-меловой период формирования чехла ЗСП характеризуется частой сменой во времени континентальных и мелководно-морских условий терригенной седиментации неравномерным их распределением по латерали, зависящим от изменения высот областей сноса и базисов эрозии. Последние в свою очередь обусловлены степенью тектонической активности в те или иные возрастные интервалы, а также климатическими факторами. Нередко даже отдельные стратоны (например, сравнительно широко распространенная на площади среднеюрская тюменская свита) имеют существенную фаціальную изменчивость: от морских осадков (на крайнем севере) до озерно-аллювиальных на юге. Максимальные трансгрессии моря отмечены с конца келловоя по кимеридж, на рубеже поздней юры и раннего мела, а также в туронский век. Заметные регрессии с сопутствующим опреснением бассейнов (вплоть до осушения значительных территорий) фиксируются с середины аалена по начало байоса, в конце бата и в середине раннего мела. Осадконакопление преимущественно происходило на фоне теплого влажного (близкого к субтропическому) климата с сезонными колебаниями температур. Суша в это время была покрыта гингковыми лесами, зарослями древовидных папоротников и болотами со сфагновыми мхами и плаунами. Некоторое похолодание устанавливается лишь в первой

половине раннего мела (по увеличению роли хвойных и другим признакам), при этом в готериве климат приближался к аридному.

После кратковременного прекращения седиментации и размыва (в начале кайнозоя) с последующим возникновением мелководных опресненных бассейнов (талицкая, тибейсалинская свиты) в позднем палеоцене и первой половине эоцена практически на всей территории устанавливается режим нормально-соленого, насыщенного кремнекислотой открытого моря, что в условиях умеренных глубин приводит к образованию мощных пластов диатомитов, опоковидных глин и опок (серовская, ирбитская свиты) с обильным развитием радиолярий, диатомовых водорослей и жгутиковых. Постепенное обмеление бассейна в бартонское и приабонское время способствовало увеличению привноса глинисто-песчаного материала (тавдинская свита) с замещением кремнистой фауны известковистыми фораминиферами и остракодами.

Современный Урал тогда представлял собой группу небольших равнинных островов с теплолюбивыми широколиственными формами растительности. С олигоценом связывают начало неорогенических движений (пока еще слабо дифференцированных) в западной половине герцинской складчатой системы. В связи с общим воздыманием этих территорий (как за счет оживления тектонической деятельности, так и в связи с наступлением засушливого климата) после общей регрессии тавдинского моря там устанавливается континентальный режим; размываются мезозойские коры выветривания. В восточном Приуралье (большая часть площади листа) начало рюпельского времени знаменуется накоплением речных и дельтовых алеврито-песчаных пород атлымской свиты, содержащих россыпную титан-циркониевую минерализацию. Во второй половине этого века при затухающей тектонической активности образуется обширная озерно-аллювиальная равнина; алеврито-глинистые отложения (новомихайловская свита) содержат линзы бурых углей (лигнитов). В конце олигоцена на фоне некоторого потепления климата значительная восточная часть территории листа покрывается туртасским «озером-морем»; среди тонких донных осадков значительную роль играют диатомовые глины, в прибрежных частях этого пресноводного бассейна продолжают формироваться россыпи минералов титана и циркония. Западная часть региона уже отчетливо обособляется в «лишенную» чехла линейную структуру – западный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса. Миоценовое время связано с пресноводной седиментацией (аллювиально-пролювиальной, озерной, озерно-болотной): обширной на востоке (абросимовская свита) и локальной на крайнем северо-западе листа.

В конце миоцена и раннем плиоцене происходит заметное воздымание современной осевой части складчатого пояса, зарождаются Уральский кряж и педиplen восточных высоких предгорий. С кустанайского времени начинается резкая тектоническая активизация этой области с дифференцированными блоковыми движениями на фоне продолжающегося поднятия. Образуются склоновые отложения и коррелятный им аллювий прарек; в зоне кряжа происходит интенсивное уничтожение поверхностей выравнивания. На территории Западной Сибири повышение базиса эрозии

в раннем плиоцене привело к обширной («ямальской») ледово-морской трансгрессии Арктического бассейна. В условиях лагуны (сообщавшейся с ледовитым морем) на глубинах, допускавших дрейф плавучих льдин и мелких айсбергов, формировались содержащие морскую фауну диамиктоны с подчиненным развитием ленточных глин, алевроитов, редко – песков (новопортковская, большеобская, кеушкинская толщи). Во второй половине плиоцена резкое снижение базиса эрозии (усиленное воздыманием горного обрамления) спровоцировало возникновение глубоких террасированных речных долин, на цокольных ступенях которых накапливался аллювий – базальные слои мощного горкинско-хантымужинского литоцикла.

В дальнейшем (плейстоцен и голоцен) на Урале чередование фаз относительной стабильности и усиления горообразовательных процессов приводит к перераспределению гидросети, усложнению форм и элементов рельефа, появлению новых генетических типов осадков. В Зауралье четвертичному осадконакоплению сопутствовал неоднократная смена во времени и пространстве существенно морских условий существенно континентальными, обусловленная повышением или понижением базиса эрозии. Эти процессы происходили на фоне колебаний климата: от арктического до бореального.

Максимально холодные периоды приходятся на кулундинско-раннекочковское, шайтанское, самаровское, ермаковское (ханмейское) и сартанское (полярноуральское) время. Они нередко сопровождались трансгрессиями ледовитых морей на Западно-Сибирскую равнину, а в позднем неоплейстоцене (при общем отступлении бассейна) – двумя горно-долинными оледенениями на севере Урала и ближайших предгорьях. Некоторые исследователи [8, 13, 104] считают, что в это время и обширная северная часть равнины охватывалась ледниками. Отметим, что идея существования средне- и позднеплейстоценовых покровных оледенений с центром на Карском шельфе противоречит совокупности геологических данных; во всяком случае, ни на поверхности, ни в коррелятных осадках синхронного (гипотетическому гляциальному покрову) комплекса террас Субарктики не обнаружено даже малейших следов его пребывания.

Многочередованием периодов усиления и ослабления тектонической активности обусловлено сложное сочетание денудационных и аккумулятивных факторов при формировании макро- и мезорельефа. На современной дневной поверхности рельефообразующим выступает довольно широкий набор стратонов в интервале от верхов среднего неоплейстоцена по голоцен.

---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория расположена в пределах двух различных в геоморфологическом отношении крупных морфоструктур: Уральского горного сооружения и Западно-Сибирской равнины. В пределах Уральского хребта по степени и характеру расчлененности рельефа выделяются две геоморфологические зоны: кряжа (*I*) и педимента (*II*).

Зона кряжа расположена в северо-западной части листа и является областью среднегорного альпинотипного (**IA**) и **низкогорного (IB) макрорельефа**. Абсолютные отметки вершинных поверхностей – 750–1333 м (гора Ханмей), относительные превышения – 400–550 м. Характеризуется резкой линейностью водоразделов и межрядовых понижений, сглаженных очертаниями обычно уплощенных вершин и большой изрезанностью склонов, а также большим уклоном русел водотоков.

Зона педимента представляет собой область слаборасчлененного холмистого (остаточные низкие горы, **IIA**) и **пологоувалистого (денудационная равнина, IIB) макрорельефа** с абсолютными отметками водоразделов 250–500 м и относительными превышениями 50–250 м. Для нее характерны преимущественно округлые в плане вершины со слабовыпуклыми склонами и обширные межвершинные понижения. Речная сеть разветвленная; уклоны русел водотоков обычно не превышают 1–2 м на 1 км. Поверхности в значительной степени переработаны неоплейстоценовым покровным ледником, о чем свидетельствуют своеобразный холмисто-моренный рельеф, осложненный позже многочисленными термокарстовыми воронками.

В основу геоморфологического районирования Западно-Сибирской равнины (*III*) положена ярусность рельефа, отражающая этапы осадко- и рельефообразования в плиоцен-четвертичное время и обусловленная, по данным авторов, тектоно-эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. На севере Западной Сибири они проявились в новейшее время неоднократной сменой трансгрессий и регрессий Арктического бассейна. Ступени рельефа и разделяющие их уступы образуют единую систему уровней, начиная от террас современных речных долин и до междуречных поверхностей выравнивания. Наиболее высокие геоморфологические уровни (абс. отм. 200–250 м) располагаются в северо-западной и юго-западной частях территории. В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами цикловые ступени рельефа разделены на аккумулятивные, эрозионно- и абразионно-аккумулятивные. По генезису они относятся к типам

морского, озерно-морского (лагунного), озерно-аллювиального, аллювиально-морского и аллювиального рельефа. К настоящему времени установлено семь геоморфологических уровней разного порядка, разделенных уступами и моделированными внутрiformационными террасами регрессивного ряда. Поверхности осложнены формами рельефа, образующими вторичные неровности.

По ведущим рельефообразующим процессам в пределах территории листа выделены следующие генетические категории рельефа: денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф.

Денудационный рельеф в подзоне среднегорного рельефа составляют созданные процессами комплексной денудации поверхности выравнивания, сформированные на древнем складчатом основании и срезающие его. Реликты мел(?)–палеогеновых поверхностей выравнивания, располагающихся на отметках до 800–1200 м представляют собой сравнительно небольшие (до 1–1,5 км<sup>2</sup>) субгоризонтальные площадки, покрытые маломощным (до 2 м) чехлом элювиальных и элювиально-делювиальных образований. Поверхности часто ограничены крутыми склонами. Хорошая выраженность и сохранность достаточно масштабных фрагментов древней поверхности выравнивания в современном рельефе свидетельствуют о незначительном изменении их первичного облика в четвертичное время.

В подзоне низких гор (абс. отм. 400–600 м) и зоне педимента денудационный рельеф проявляется в виде склонов различной крутизны, созданных преимущественно гравитационными и гравитационно-криогенными, эрозионными и нивально-экзарационными процессами. Характерной их особенностью является слабая выраженность в рельефе древних складчатых и разрывных структур фундамента. Наиболее яркой формой рельефа являются троговые долины, а также скалы-останцы. Широкое распространение получили солифлюкционные террасы, оплывины, каменные реки – курумы. Поверхность склонов преимущественно выпуклая, что указывает на их развитие и преобразование в режиме пульсационных движений в основном положительного знака (воздымания). Долины рек в горной части площади характеризуются в основном V-образной или каньонообразной формой.

С учетом времени начала формирования денудационного рельефа и последующих преобразований его возраст принимается как палеоген-четвертичный.

Денудационно-аккумулятивный рельеф образуют основные ступени террасированной Западно-Сибирской равнины, сформированные в эпоху плиоцен-среднечетвертичных трансгрессий и регрессий Арктического бассейна. Картируются три основные ступени: зоплейстоценовая равнина; ранненеоплейстоценовая равнина; средненеоплейстоценовая равнина.

*Эоплейстоценовая морская равнина седьмого уровня (<sup>1</sup>Q<sub>E</sub>)* установлена в восточной части зоны педимента и на междуречье Обь–Куноват. В восточной части педимента для равнины характерен рельеф, обусловленный сочетанием криогенных и денудационных процессов с широким развитием холмисто-моренного рельефа, микроформ рельефа, образованных плоскостным смывом, солифлюкцией и термокарстовыми процессами. Сложена

диамиктоном ханты-мужинской толщи, которая является рельефообразующей для геоморфологического уровня мощностью 160–250 (до 270) м. Повсеместно ханты-мужинская толща перекрыта ханмейской мореной.

На междуречье Обь–Куноват равнина по типу строения является абразионно-аккумулятивной. Рельфообразующие отложения представлены мужинской толщей регрессивных песков эоплейстоценового возраста. Они стратиграфически последовательно, с площадным размывом, опираются на ханты-мужинскую толщу, завершающую мощный литоцикл максимальной плиоцен-эоплейстоценовой трансгрессии. Уступы, отделяющие останцы от «базовой» равнины шестого уровня, не превышают 10, редко 15 м, обычно выположенные, иногда четкие. Поверхность равнины хорошо дренирована. Рельеф плоский и холмисто-грядовый. Неровности мезорельефа носят в основном первичный характер, являясь результатом волноприбойной деятельности рельефообразующего бассейна. Среди первичных неровностей выделяются отдельные песчаные гряды (длиной до 5–10 км, шириной до 4–5 км, высотой до 5–10 м) первоначально, по-видимому, абразионного происхождения. В ориентировке таких гряд определенной закономерности не прослеживается. Преобладают диагональные направления, но присутствуют дугообразные и ортогональные. Высота гряд над межгрядовыми понижениями не превышает 0,5–1 м, ширина – сотен метров при длине до нескольких километров.

*Раннеплейстоценовая озерно-морская равнина шестого уровня (<sup>6</sup>Q<sub>I</sub>)* распространена в южной части территории на междуречье Обь–Куноват, где окаймляет останцы «мужинской» морской равнины. Довольно крупные по размерам фрагменты ее сохранились от размыва на юго-востоке площади листа Q-42, на междуречье Куноват–Полуй–Левая Хетга и в предгорной части Урала.

Равнина испытывает небольшой наклон в сторону долин крупных рек. Абсолютные отметки поверхности 115–145 (до 150) м. Береговая линия рельефообразующего бассейна чаще всего моделирована процессами термокарста и сильно изрезана, редко – сравнительно плавная, в форме «полукружий».

По типу строения равнина абразионно-аккумулятивная. Аккумулятивная часть представлена халасинской толщей регрессивных песков, сформировавшихся в прибрежной обстановке опресненного озерно-морского (лагунного) бассейна после завершения крупного талагайкинско-халапантского литоцикла. Цоколь сложен породами раннеоплейстоценового возраста (халапантская и марресальская свиты). Поверхность равнины плоская, волнистая или пологоволнистая, осложненная холмисто-моренным рельефом. Расчлененность поверхности различная, большая степень расчленения характерна для придолинных участков, к водоразделам она значительно меньше. Наличие многолетнемерзлых пород и деятельность криогенного фактора обуславливают развитие бугристо-западного рельефа и полигональных грунтов. Высота отдельных бугров пучения не превышает 2–3 м.

*Среднеоплейстоценовая озерно-морская равнина пятого уровня (<sup>5</sup>Q<sub>II</sub>)* занимает обширные площади водораздельных пространств, примыкающие к долинам рек. Абсолютные отметки поверхности составляют 82–110

(до 112) м. На северо-западе территории (предгорья Урала) равнина развита в виде фрагментов и узких полос, окаймляющих абразионные останцы более древнего яруса и осложнена холмисто-моренным рельефом.

Равнина абразионно-аккумулятивная. Собственно рельефообразующие отложения представлены надымской толщей регрессивных песков. Цоколь зачатую слагают породы предшествовавшего формированию равнины среднелепистоценового осадочного цикла. Сформирован ярус в эпоху последней из трансгрессий «ямальского» моря.

Поверхность равнины преимущественно плоская, участками пологоволнистая, в приречной полосе – холмисто-увалистая за счет развития эрозионных систем. На поверхности террасы встречаются останцы «обтекания» раннелепистоценовой равнины. Значительное распространение в виде фрагментов и полос (до 25–30 км) имеет параллельно-грядовый рельеф, по мнению большинства исследователей, эрозионно-криогенно-тектонического происхождения, обусловленного в разной степени проявленностью на дневной поверхности, мелкой складчатости нагнетания. Высота гряд достигает 2–3 м и более, ширина – 2–3 км, длина – до 8–10 км. Межгрядные ложбины заболочены. Местами выделяются площади бугристых песков, фактически незакрепленных растительностью и подверженных переветыванию. В юго-восточной части в границах обширных болотных массивов развит бугристо-западинный (сочетание бугристых торфяников и термокарстовых западин) рельеф.

Уступы равнины к более высокому ярусу рельефа были заложены еще на стадии эрозионного вреза, предшествовавшего формированию среднелепистоценового морфолитоцикла. В регрессивную фазу последнего они полностью переработаны и пространственно смещены волноприбойной деятельностью при участии термопросадочных процессов. Относительная высота абразионных уступов, четко обозначенных на местности, обычно составляет 5–10 м. У пологих уступов она может быть значительно большей.

К аккумулятивному типу рельефа отнесены геоморфологические уровни, пространственное положение которых сопряжено с очертаниями современной гидросети, а обособление в рельефе тесно связано с трансгрессивно (ингрессионно)-регрессивной деятельностью Арктического бассейна. При этом смена ингрессий и регрессий обусловлена затухающими во времени импульсами тектоно-эвстатических колебаний более мелкого порядка, чем при формировании геоморфологических уровней водораздельной равнины. Рельфообразующие толщи цикловых террас накапливались в условиях крупных преимущественно застойных водоемов типа мелководных лагун, лиманов или слабопроточных разливов, образовавшихся в ингрессионные фазы на месте предварительно выработанных, террасированных, ныне погребенных долинных депрессий. К рассматриваемому типу рельефа отнесены аллювиально-морские и озерно-аллювиальные четвертая, третья и вторая надпойменные террасы позднепалеоценового возраста, а также аллювиальные и аллювиально-морские первой надпойменной террасы и поймы, сформированные в позднем палеоцено и голоцене.

*Поздненеоплейстоценовая четвертая надпойменная терраса ( $^4Q_{III}$ )* является наиболее древней ступенью современных долин Оби, Полуя, Куновата, крупных притоков Надыма: Левая Хетта, Хейгияха, Ярудей. Абсолютные отметки поверхности составляют 60–75 (до 80) м. Этот гипсометрический диапазон несколько расширяется за счет снижения высоты вследствие регионального уклона на крайнем севере. Относительные высоты над урезом Оби колеблются в интервале 40–70 м. Уступ, отделяющий террасу от нижнего яруса водораздельной равнины, обычно не превышает 5 м. Основное участие в формировании его облика принимали эрозия и делювиальный снос, хотя на разных стадиях определенное влияние оказали абразия, процессы склонового ряда и термокарст.

По типу строения терраса эрозионно-аккумулятивная. Аккумулятивная часть представлена аллювием, мелководно-озерными (лагунными) и озерно-аллювиальными отложениями. Последние сформировали облик дневной поверхности и в этом отношении могут рассматриваться как собственно рельефообразующие. Цоколь террасы сложен породами относительно широкого (средний неоплейстоцен–палеоген) возрастного диапазона.

Поверхность террасы преимущественно плоская или полого-волнистая, отмечается сильная заболоченность и развитие бугристого и бугристо-западного (юго-восток листа) рельефа. Глубина вертикального расчленения не превышает первых метров. В приречной полосе она резко возрастает за счет развития сильно врезанной густой сети ложков, оврагов, балок, долин мелких водотоков. За пределами этой полосы отмечаются площади, занятые болотными массивами, маскирующие уступы между смежными по возрасту ступенями рельефа. Значительная часть болотных массивов наследует термокарстовые западины, тем самым выравнивая поверхность равнины. На таких участках изредка отмечаются торфяные бугры пучения высотой до 2–3 м.

В восточной части отмечается параллельно-грядовый рельеф. На правом берегу Хейгияхи отмечены небольшие площади перевеваемых бугристых песков. В юго-западной части территории закартированы дренированные отрезки сквозных долин, соединяющих четвертые надпойменные террасы рек Озерная и Ун-Лыпьюган, Большая Хорвута и Юхолсоим.

Возраст террасы, в отличие от возраста коррелятного (средний–поздний неоплейстоцен) осадочного ритма, датируется началом позднего неоплейстоцена, поскольку формирование ее поверхности связано с регрессией позднеоплейстоценового «казанцевского» морского бассейна на Севере региона.

*Поздненеоплейстоценовая третья надпойменная терраса ( $^3Q_{III}$ )* развита в долинах всех крупных рек. Абсолютные отметки поверхности террасы на площади листа изменяются в диапазоне 35–57 (до 60) м. Незначительная разница гипсометрического положения на юге и севере территории зависит, по-видимому, от регионального уклона. Уступ к четвертой надпойменной террасе обычно не превышает 3–5 м. Относительная высота (над урезом) береговых обрывов в нижнем течении Оби составляет 30–50 м.

Поверхность террасы на незаболоченных участках (юго-запад площади листа) плоская и полого-волнистая; глубина вертикального расчленения

не превышает 2–5 м, заметно возрастая лишь в приречной полосе. Междуречные пространства заняты болотами, используемыми для своего развития отрицательные поверхности. Поверхность террасы осложнена бугристо-западинным рельефом, который несет следы широкого развития мерзлотных процессов, фиксируемых в рельефе по наличию термокарстовых западин и бугров пучения.

На северо-востоке площади листа поверхность террасы осложнена параллельно-грядовым рельефом. Главная роль в образовании параллельно-грядового рельефа принадлежит избирательным эрозионным и криогенным процессам, использующим неоднородность субстрата (трещиноватость, смену литологического состава).

Третья надпойменная терраса имеет эрозионно-аккумулятивное строение. Цоколь сложен разновозрастными породами, наиболее молодыми являются отложения четвертой надпойменной террасы. Поверхность сформировалась в ходе регрессии обширного мелководного озерно-аллювиального «разлива», отдельные участки которого временами выходили из-под «зеркала» воды. Максимальный уровень бассейна в ингрессионную фазу не превышал 65 м. Возраст террасы считается раннезырянским (ермаковским).

*Поздненеоплейстоценовая вторая надпойменная терраса* ( $^2Q_{III}$ ) развита в долинах Оби, Полуя, Куновата, Ярудья и их притоков. Абсолютные отметки поверхности изменяются в пределах 13–35 (до 40) м. Относительные отметки достигают 30 м в долинах крупных рек, снижаясь в долинах более мелких водотоков. Терраса преимущественно эрозионно-аккумулятивная, лишь нижняя регрессивная ступень имеет аккумулятивное строение. Цоколь сложен разновозрастными породами широкого возрастного диапазона (от среднего–раннего неоплейстоцена до палеогена). В приречной полосе поверхность террасы плоская и полого-волнистая, вблизи береговых обрывов – полого-увалистая за счет ложкового расчленения. В долинах Оби и Куновата терраса значительно заболочена. Болотные массивы развиты на термокарстовых западинах, моделирующие первичные неровности поверхности террас, создавая бугристо-западинный тип рельефа. На фоне болот изредка выделяются торфяные бугры пучения (долина Куновата).

Последовательность и условия формирования второй надпойменной террасы предопределены теми же факторами, что и у более древних генераций. Вслед за регрессией «ермаковского» бассейна, в результате вреза гидросети, образовалась система довольно широких, ныне погребенных речных долин. С повышением (до 50–55 м) регионального базиса денудации, обязанным «каргинской» ингрессии со стороны Карского моря, долины оказались занятыми пресноводным бассейном типа лимана. В регрессивную фазу, когда формировалась поверхность террасы, он носил характер непостоянного по режиму мелководного разлива, напоминающего современные соры.

*Верхненеоплейстоцен-голоценовая первая надпойменная терраса* ( $^1Q_{III-H}$ ) выделяется в долинах всех крупных рек района, но развита, как правило, фрагментарно, редко образуя непрерывные полосы достаточно большой протяженности (слияния рек Обь, Полуя и Соптьюган). У мелких

рек терраса не выделяется в связи с тем, что или размывта, или сливается с поверхностью поймы, местами погружаясь под пойменные наносы. Относительная высота первой надпойменной террасы Оби достигает 8–12 (до 15) м. Терраса характеризуется аккумулятивным строением, вложена по контакту приклонения во вторую надпойменную террасу. Осадочный ритм представлен нормальным (перстративным) аллювием.

Поверхность террасы плоская или слабоволнистая наклонена в сторону русла и по течению. Часто наблюдаются на местности и дешифрируются на дистанционной основе первичные неровности древнего пойменного рельефа: «веера блуждания», старицы, береговые валы и др. В долинах Оби, Полуя, Соптыюгана площадка первой террасы часто заболочена. Уступ ко второй надпойменной террасе на дренированных участках обычно четкий, не ниже 3–5 м.

*Голоценовая пойменная терраса* ( $Q_H$ ) развита в долинах всех рек, но в разной степени. Наибольшая ширина поймы в долине Оби (до 60 км). Пойма Оби и низовьев ее притоков характеризуется ровной и уплощенной гривистой поверхностью (высота грив над урезом воды – 1–2 м), изрезанной густой сетью протоков, занятой многочисленными старичными понижениями и озерами. В устьях рек множество мелководных водоемов – соров. В пределах основного русла Оби часто наблюдаются острова, имеющие удлиненную форму. Для большей части средних и малых рек характерно интенсивное меандрирование. На правобережье Оби поймы рек узкие, здесь интенсивность глубинной эрозии значительно преобладает над боковой. Современные русла глубоко врезаются в четвертую и третью террасы. Преобладают спрямленные участки русел, а на участках меандрирования появляются небольшие по размерам (первые сотни метров) пойменные террасы.

### **История развития рельефа**

Формирование рельефа Урала, по мнению большинства исследователей, продолжалось преимущественно в течение палеогена–неогена. Основными рельефообразующими процессами были процессы денудации, происшедшие на фоне дифференцированных и непостоянных по интенсивности тектонических движений. Резкое оживление поднятий Урала произошло в раннепелымский этап. В это время в интенсивные поднятия были вовлечены примыкающие к Уральским горам крупные блоки Западно-Сибирской геосинеклизы.

Формирование рельефа Западно-Сибирской геосинеклизы тесно связано с этапами развития гидросети, начало которого относится к раннему олигоцену. План речных долин и водоразделов в олигоцене мало напоминает современный. Врез абросимовской гидросети явился сравнительно неглубоким, а конфигурация ее заметно отличалась от современного плана. В конце пелымского времени на предьямальском (предновостаничном) регрессивном этапе образовалась аккумулятивная (озерная?) поверхность выравнивания, произошел интенсивный врез гидросети, заложилась глубокие («переуглубленные») и широкие долины. Образование этих палеодолин

определило дальнейшее развитие рельефа, обусловило относительно постоянную конфигурацию гидросети и положение речных долин в регрессивные этапы. Вместе с тем они не нашли своего отражения в современном рельефе. Они были существенно снижены, а впоследствии погребены в результате крупнейшего в новейший этап колебания главного базиса денудации (уровня Арктического бассейна) в позднем плиоцене–раннем эоплейстоцене. Это колебание отмечено максимальным врезом гидросети и максимальной новейшей морской трансгрессией, под осадками которой были погребены кеушкинская, новопортовская и большеобская толщи. В процессе площадной (мужинской) регрессии конца раннего эоплейстоцена сформировалась наиболее высокая (абс. отм. 150–250 м) прибрежно-морская равнина (седьмой геоморфологический уровень).

В течение позднего эоплейстоцена–среднего неоплейстоцена сформировались еще несколько генераций палеодолин и три нисходящих, в гипсометрическом диапазоне 85–150 м абсолютной высоты, уровня (яруса) озерно-морских, абразионно-аккумулятивных равнин.

В конце среднего неоплейстоцена произошло заложение современных речных долин. Долинная лестница, представленная четырьмя уровнями озерно-аллювиальных, преимущественно цокольных, и сопряженных с ними аллювиальных террас, обязана своим происхождением более мелким колебаниям главного базиса денудации.

Поверхности равнин и террас в значительной степени переработаны процессами комплексной денудации. Большое влияние на рельеф оказали приповерхностная складчатость нагнетания и эволюция криолитозоны. В голоцене происходит формирование пойменных террас.

---

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Минеральное сырье территории отличается большим разнообразием видов, которое, однако, проявлено в основном небольшими объектами. Всего на картах комплекта их зафиксировано 426: 57 месторождений, 133 проявления, 207 пунктов минерализации и 29 шлиховых потоков. Они охватывают почти все группы (кроме солей) и большинство подгрупп полезных ископаемых, принадлежат к 12 генетическим типам, относятся к 52 рудным формациям.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### УГЛЕВОДОРОДНОЕ СЫРЬЕ

Все шесть известных месторождений углеводородов располагаются в юго-восточной трети площади.

**Нефть.** Представлена четырьмя промышленными объектами, все они локализованы в юго-восточном углу площади листа Q-42. Месторождение Среднехулымское (VI-6-1) находится между поселками Приозёрный и Лонгъюган, занимая площадь 90,5 км<sup>2</sup>. В структурном отношении приурочено к сближенным локальным поднятиям центральной части Среднехулымского малого вала, осложняющего Западно-Ярудейскую впадину. Открыто в 1989 г.; тогда при испытании поисковой скважины получен приток нефти дебитом 12,8 м<sup>3</sup>/сут при динамическом уровне 323 м. По разведанным запасам объект относится к среднему месторождению. Породы фундамента здесь не вскрыты, мощность мезозойско-кайнозойских отложений чехла – 4700 м. Выявленные нефтяные залежи (пласты АС<sub>9</sub>, АС<sub>10</sub>, АС<sub>11</sub>, АС<sub>12</sub>) связаны с ахской свитой нижнего мела, представленной чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин. Коллекторами являются песчаники, эффективные нефтенасыщенные толщины которых изменяются от 1,2 до 10 м. Залежи нефтяные пластовые сводовые литологически экранированные. Средние значения: открытой пористости – 14,7–16,6%; проницаемости – 7,4–133 мД; коэффициент нефтенасыщенности 60–66%. Дебиты нефти изменяются от 0,13 м<sup>3</sup>/сут (при динамическом уровне 997 м) до 12,8 м<sup>3</sup>/сут (при динамическом уровне 323 м). Пластовое давление составляет 26,5–29,0 МПа, пластовая температура колеблется от

+73 до +99 °С. Нефть по своим свойствам малосернистая, малосмолистая, малопарафинистая с плотностью 0,833–0,848 г/см<sup>3</sup>. Содержание серы 0,24%; парафинов – 2,65–3,11%; смол силикагелевых – 3,76–3,86%; асфальтенов – 0,23–0,72%. В составе растворенного газа преобладает метан (78,53–82%), содержание этана – 2,22–2,37%, пропана – 2,94–5,04%, бутанов – 3,3–6,17%, углекислого газа – 1,13–1,67%, азота – 3,9–6,3%, гелия – 0,033–0,039%. Аргон и сероводород отсутствуют. Относительная плотность газа по воздуху – 0,797. Объект разрабатывается.

Месторождение Пальниковское (V-6-5) расположено на восточной рамке трапеции и здесь представлено своей западной частью (площадь – 111,7 км<sup>2</sup>). Открыто в 1992 г. поисковой скважиной 73, при испытании которой получен непереливающий приток нефти дебитом 1,99 м<sup>3</sup>/сут при депрессии 24,68 МПа. Породы фундамента не вскрыты. Нефтяная залежь выявлена в среднеюрских отложениях (тюменская свита), представленных неравномерным чередованием или тонким переслаиванием аргиллитов и песчаников. Коллекторами являются песчаники (пласт Ю<sub>2</sub>) в интервале 3465–3510 м, эффективные нефтенасыщенные толщины которых изменяются от 3,2 до 3,8 м; открытая пористость – 13 %. Залежь нефтяная пластовая сводовая. Нефть по своим физико-химическим свойствам малосернистая, малосмолистая. Плотность – 0,806 г/см<sup>3</sup>, содержание серы – 0,2%, смол и асфальтенов – 3,75%. Растворенный в нефти газ по составу существенно метановый; содержание (%) метана – 85,12; этана – 3,16; пропана – 6,76; бутанов – 3,19; углекислого газа – 0,06; азота – 1,05; гелия – 0,002. Аргон и сероводород отсутствуют. Относительная плотность газа по воздуху 0,704. Месторождение разрабатывается, по запасам нефти относится к малым.

Месторождение Лонгъюганское (V-6-4) находится в 18 км севернее Среднехулымского месторождения, площадь его 23 км<sup>2</sup>. В структурном плане оно приурочено к локальным поднятиям в северо-западной части Среднехулымского малого вала, осложняющего Западно-Ярудейскую впадину. Выявленная нефтяная залежь (пласт АС<sub>9</sub> на глубинах 2714,5–2719,8 м) связана с отложениями ахской свиты (чередование песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин). Коллекторами являются песчаники, нефтенасыщенные их толщины достигают 10,8 м. Залежь нефтяная пластовая сводовая литологически экранированная. Среднее значение открытой пористости – 16%; коэффициент нефтенасыщенности – 45%. При испытании из пласта АС<sub>9</sub> получен приток нефти дебитом 2,48 м<sup>3</sup>/сут при динамическом уровне 1237,2–1140,8 м и приток пластовой воды дебитом 1,52 м<sup>3</sup>/сут. По запасам объект относится к малым месторождениям, не эксплуатируется.

Месторождение Южно-Хулымское (VI-5-6) является самым южным среди нефтяных объектов на территории листа, его площадь – 122,17 км<sup>2</sup>. Приурочено к локальной структуре III порядка на юго-западе Западно-Хулымского структурного мыса. Открыто в 1987 г.; при испытании поисковой скважины из ачимовской толщи (пласт АС<sub>12</sub>) получен фонтан нефти дебитом 8,5 м<sup>3</sup>/сут на штуцере 4 мм. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений чехла, по данным геофизических исследований, составляет

3800 м, породы фундамента не вскрыты. На месторождении выявлены две нефтяные залежи (пласты АС<sub>8</sub> и АС<sub>12</sub>) в отложениях ахской свиты нижнего мела. Стратон представлен здесь аргиллитоподобными глинами и аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов; характеризуется значительной изменчивостью литологического состава как по латерали, так и в разрезе. Для пласта АС<sub>8</sub> (интервал 2837–2859 м) коллектором являются песчаники; эффективная нефтенасыщенная их толщина в среднем составляет 3,8 м. Залежь нефтяная пластовая сводовая литологически экранированная. Площадной размер ее 3,5×4,5 км, высота – 16 м. Среднее значение открытой пористости – 15,66%; проницаемость – 8,8–73,8 мД; коэффициент нефтенасыщенности – 50%. Дебит нефти – 6,6 м<sup>3</sup>/сут (при динамическом уровне 850 м), плотность ее – 0,848 г/см<sup>3</sup>. Пластовая температура – плюс 71–78 °С.

Нефть по своим физико-химическим свойствам малосернистая, малосмолистая. Для пласта АС<sub>12</sub> (интервал 3202–3245 м) коллектором также являются песчаники с колебанием эффективной нефтенасыщенной толщины от 3,4 до 14,4 м. Залежь нефтяная пластовая сводовая литологически экранированная. Среднее значение открытой пористости – 14,7%, проницаемость – от 0,8 до 9,2 мД, коэффициент нефтенасыщенности – 58%. Дебиты изменяются от 4,8 м<sup>3</sup>/сут (при динамическом уровне 1529 м) до 9,4 м<sup>3</sup>/сут на штуцере 4 мм. Пластовое давление – 31,9–35,0 МПа, пластовая температура – плюс 83–102 °С. Плотность нефти составляет 0,820 г/см<sup>3</sup>; по своим физико-химическим свойствам она легкая малосернистая, малосмолистая, парафинистая. Содержание (%) серы – 0,15; парафинов – 5,73; смол силикагелевых – 1,67; асфальтенов – 0,17. Прирост запасов возможен за счет перспективного в нефтегазоносном отношении пласта АС<sub>7</sub>, который, по данным промыслово-геофизических исследований, интерпретируется как «неясно-насыщенный». Месторождение эксплуатируется.

**Нефть и газоконденсат.** Месторождение Ярудейское (Ш-6-2) имеет площадь 260,4 км<sup>2</sup> и расположено на водоразделе рек Полуй и Надым, в 200 км к юго-востоку от г. Салехард. Открыто в 1984 г.; приурочено к локальным поднятиям в пределах Щучинско-Ярудейского мегавала. По запасам нефти, газа и конденсата относится к крупным. Месторождение многопластовое, связано с нижнеюрским и среднеюрским нефтегазоносными комплексами. Все залежи относятся к типу пластовых сводовых. Нижнеюрский комплекс представлен континентальными отложениями шеркалинской свиты. В ней установлены залежи газа (пласт Ю<sub>11</sub>), которые сконцентрированы в литологически ограниченных ловушках. Глубина залегания продуктивных пластов 3033–3063 м, эффективная мощность – от 1,8 до 10,4 м, пористость 12,5–14,4%, дебиты: свободного газа – 102 тыс. м<sup>3</sup>/сут; конденсата – 22,8 м<sup>3</sup>/сут. Среднеюрский нефтегазоносный комплекс выполнен преимущественно континентальными образованиями тюменской свиты, сложенной алевролитами, песчаниками, глинами с прослоями углей. Здесь выявлены залежи углеводородов (нефти, газа и конденсата), связанные с продуктивными пластами Ю<sub>2-4</sub>. Общий интервал нефтегазоносности по месторождению – 1849–2118 м. Мощность пластов

увеличивается от сводов (20,7 м) к крыльям локальных поднятий (32,2 м). Эффективные мощности изменяются от 3,0 до 7,7 м; пористость составляет 16–20%. Газонасыщенные толщины (суммарные) достигают 53 м; среднее значение коэффициента газонасыщения – 61%. Дебиты конденсата колеблются от 46 до 127,33 м<sup>3</sup>/сут, свободного газа – 7,7–286,0 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Коэффициент извлечения газа и конденсата – 0,61. Начальное пластовое давление – до 179,7 ат. Нефтенасыщенные толщины варьируют от 18,9 до 45,3 м. Проницаемость пород – 33,5 Мд; коэффициент нефтенасыщения – от 58 до 79%. Вязкость нефти – 0,604 г/см<sup>3</sup>, плотность – 0,816 г/см<sup>3</sup>. Дебиты скважин меняются от 22,9 до 208 м<sup>3</sup>/сут. Коэффициент извлечения нефти – 0,42. В настоящее время идет подготовка месторождения к вводу в эксплуатацию.

**Газ горючий.** Единственное на рассматриваемой площади газовое месторождение Северо-Казымское (VI-2-11) представлено здесь своим северным окончанием; на территории листа его площадь всего 4,63 км<sup>2</sup>. Месторождение открыто в 1965 г., по запасам сырья относится к малым. Продуктивным является пласт Ю<sub>2-3</sub> (тюменская свита средней юры). В настоящее время месторождение законсервировано. Другие газовые объекты с промышленными параметрами на территории листа Q-42 не выявлены ни одной скважиной.

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь бурый.** Месторождений этого вида сырья на территории нет; в северо-западной части площади листа известны пять проявлений (угли марки В2-В3). Проявление Нядаяхинское (I-2-10) расположено в Щучьинском синклинии в пределах одноименной грабенообразной впадины, ограниченной двумя разрывами северо-восточной ориентировки. Наибольшая глубина залегания дотриасовых пород в центральной ее части, по геофизическим данным, может превышать 3000 м. Угленосность установлена в нижнемеловых (северососьвинская свита), ниже-среднеюрских (яныманьинская свита) и верхнетриасовых (ятринская свита) отложениях [302, 332]. В первой из них скв. 2 (интервал 150–200 м) вскрыт сверхмощный угленосный пласт, сложенный двумя угольными пачками мощностью 17,0 и 15,3 м. Угли малозольные (3,6–10,9%), малосернистые. В продуктивных отложениях яныманьинской свиты (мощностью до 200 м) вскрыто от трех до пяти угольных пластов с рабочей мощностью от 1,4 до 5,4 м. Прогнозные ресурсы полезных толщ в интервале глубин 0–600 м оценены по категории P<sub>2</sub> в 253 млн т. В «угленосной» части верхнего триаса (400–600 м) вскрыт угольный пласт мощностью 1,4 м. Основные качественные характеристики углей: «юрские» – влажность 15%, зольность 9–36%, выход летучих веществ 39–48%, теплотворность – до 7600 ккал/кг; «меловые» – влажность 13%, выход летучих 40%, теплотворность до 6400 ккал/кг [320].

Проявление Лаборовское (I-2-32) находится на юго-западе Щучьинского синклинии, приурочено к одноименной впадине. Угленосность установлена в 1976 г. [302], позднее более детально (с оценкой прогнозных ресурсов)

изучалось сотрудниками Ревизионной партии Полярно-Уральского ПГО [332, 333]. Глубина залегания палеозойского субстрата, по геофизическим данным, – 1000–1100 м. Продуктивная толща представлена верхнетриасовыми и ниже-среднеюрскими образованиями. Угленосность оценена по скважинам 9 и 8, вскрывшим наиболее угленасыщенный разрез. На западном фланге проявления в интервале глубин 93–236 м выявлены четыре пласта мощностью от 1,9 до 5,8 м и еще четыре меньшей мощностью (0,7–1,3 м). На востоке угольного поля скв. 8 в интервале 161,8–400 м вскрыто семь пластов ранне-среднеюрского возраста мощностью от 1,4 до 2,5 м. В «угленосной» части (400–600 м) верхнего триаса обнаружен угольный пласт мощностью 1,4 м [282]. Основные качественные характеристики углей: влажность – 10%; зольность – не более 12%; выход летучих – 39–48%; теплотворность – до 4900 ккал/кг. Прогнозные ресурсы «юрских» углей по категории  $P_2$  [320] в интервале глубин 0–300 м составляют 1841 млн т.

Проявление Щучинское (I-3-19) локализовано в Хановейской впадине того же синклинария. Выделено как «перспективная площадь» в 2006 г. В. Н. Вороновым [342] по гравиметрическим данным. Глубины до палеозойского фундамента не превышают 600 м. Геологическое строение сходно с другими мезозойскими депрессиями Щучинской структуры. Оценка угленосности основывается на одной скважине, пробуренной в южном борту впадины и вскрывшей продуктивную толщу нижней–средней юры (мощностью около 35 м) с угольным пластом толщиной 1,2 м.

Проявление Обское (II-1-115) расположено в северной части Шурышкарской котловины, открыто в 1949 г. В 1954–1956 гг. Нижне-Ханмейской партией выполнены поисковые работы («Обской профиль») и установлена промышленная угленосность ранне-среднеюрских отложений. В 1970–1973 гг. при поисково-съёмочных работах выявлен и верхнетриасовый уровень. В 1980–1983 гг. проявление изучалось сотрудниками ревизионной партии Полярно-Уральского ПГО (В. В. Золотова, В. И. Яцук и др.) [332, 333]; была проведена оценка прогнозных ресурсов, позднее осуществлены их апробация и принятие на баланс министерства. Продуктивные отложения залегают на доступных глубинах (0–600 м) и при пологом залегании с восточным падением (3–5°) имеют широкое распространение. В отложениях позднего триаса (небольшая впадина на северо-западе проявления), одной из скважин вскрыто три угольных пласта мощностью 3,3; 4,9 и 1,5 м. При более детальном изучении в структурах, осложняющих доюрский фундамент, возможно обнаружение более мощных залежей. На Обском буровом профиле установлено до 11 угольных пластов и прослоев ранне-среднеюрского возраста, из которых пять имеют мощность от 1,3 до 7,1 м; наиболее мощный пласт приурочен к верхней части угленосной толщи. Прогнозные ресурсы углепроявления оценены [332, 333, 320] поинтервально до глубины 600 м и по категориям составляют:  $P_1$  – 736 млн т,  $P_2$  – 387 млн т.

Проявление Ханмейское (II-1-107) выделено В. Н. Вороновым в 2006 г. [342] на основе гравиметрических данных. Характер угленосности и прогнозные ресурсы определены методом аналогии по параметрам Обской площади. Подсчет ресурсов [320] категории  $P_3$  выполнен для интервалов

## Характеристика торфяных залежей

№ п/п	Индекс клетки и номер на карте	Название проявлений	Общая характеристика						Тип залежи (залежей)
			Площадь, га <u>общая</u> пром. залеж.	Мощность пласта (сред.), м	Ресурсы, тыс. м <sup>3</sup> тыс. т. 40% влажности	Категория ресурсов	Степень разложения торфа (средняя), %	Зольность (средняя), %	
1	II-3-1	Реликтовый торфяник	<u>1000</u> 300	1,0	<u>3000</u> 381	P <sub>3</sub>	15–30	3,4–13,8	Верховой
2	II-5-1	Река Хадыга	49–14	0,97	<u>136</u> 22	P <sub>3</sub>	7,0–45 (21)	6,3–27,0 (15,2)	Низинный
3	II-5-2	Соровое	<u>21</u> 11	1,14	<u>125</u> 20	P <sub>1</sub>	10–35 (21)	5,2–18,3 (8,3)	Низинный
4	II-5-3	Ярсалинское	<u>10,5</u> 3,1	0,8	<u>25</u> 4,3	P <sub>3</sub>	25–55 (36)	4,0–21,2 (10,8)	Низинный
5	II-5-4	Бугристое	<u>48,88</u> 15,11	1,3	196	P <sub>1</sub>	20	15,3	Низинные
6	III-1-6	Среднесалехардское	<u>8,4</u> 2,8	<u>0,8</u> 0,61	<u>17</u> 2,9	P <sub>3</sub>	15–50	–	Низинный
7	III-1-9	Большое Салехардское	<u>184,6</u> 115,0	1,3	1495	P <sub>1</sub>	31	6,5	Низинные
8	III-2-2	Озерное	<u>20,3</u> 9,5	1,71	162	P <sub>1</sub>	–	–	Низинный
9	III-2-3	«Под поселком»	<u>2,8</u> 2,4	<u>2,2</u> 1,32	<u>32</u> 5,5	P <sub>1</sub>	37	4,36	Низинный
10	III-2-5	Лесное	<u>505</u> 124	<u>1,5</u> 0,73	<u>905</u> 154	P <sub>3</sub>	<u>5–50</u> (27)	<u>3,7–14,8</u> (8,2)	Низинный
11	III-2-4	Колхоз «20 лет Октября»	<u>1119</u> 373	<u>2,0</u> 0,87	3245	P <sub>3</sub>	<u>5–50</u> (30)	<u>1,3–16,8</u> (8,0)	Переходный

Окончание табл. 1

№ п/п	Индекс клетки и номер на карте	Название проявлений	Общая характеристика						Тип залежи (залежей)
			Площадь, га <u>общая</u> пром. залеж.	Мощность пласта (сред.), м	Ресурсы, тыс. м <sup>3</sup> тыс. т. 40% влажности	Категория ресурсов	Степень разложения торфа (средняя), %	Зольность (средняя), %	
12	III-2-8	Полуйское	<u>159</u> 59	0,83	490	P <sub>3</sub>	<u>5–50</u> (27)	<u>2,8–24,0</u> (9,6)	Низинный
13	III-6-1	Озёрное	<u>49</u> 39	1,61	628	P <sub>1</sub>	22	6,9	Низинный
14	III-6-3	Песчаное	<u>21</u> 17	1,37	233	P <sub>1</sub>	20	7,1	Низинный
15	III-6-4	Прибрежное	<u>41</u> 23	1,24	285	P <sub>1</sub>	21	11,5	Низинный
16	III-6-5	Холмистое	<u>18,1</u> 7,1	0,96	68	P <sub>3</sub>	21	13,4	Низинный
17	III-6-6	Шугинское	<u>135,0</u> 100,2	1,83	1834	P <sub>1</sub>	17,0	10,61	Низинные
18	V-6-3	Халдыха	<u>265 165</u> 206 829	1,98	3991 809	P <sub>2</sub>	20	10,6	Верховой
19	VI-5-8	Хорь-Юган	86 480	1,93	1143 062	P <sub>2</sub>	20	10,6	Верховой
		ИТОГО			5147 747				

глубин 100–300 и 300–600 м. Ресурсы углей поздне триасового возраста составили: 100–300 м – 23 млн т, 300–600 м – 57 млн т; ранне-среднеюрского возраста: 100–300 м – 68 млн т, 300–600 м – 168 млн т. По современным представлениям, эти ресурсы должны быть отнесены к категории  $P_2$ .

**Горючие сланцы.** Проявление подобных пород (I-2-30), зафиксированное в отложениях среднего девона на хр. Янганапэ, уникально; по крайней мере, в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна такие породы не обнаружены. Горючие сланцы присутствуют в составе эйфельских терригенно-карбонатных отложений, где залегают на пачке аргиллитов. Они обладают коричневато-черной окраской, распадаются при ударе на тонкие хрупкие пластинки, загорающиеся от спички. Для сланцев характерна параллельная и линзовидная микрослоистость, обусловленная чередованием пелитоморфных полуизотропных слоев толщиной до 0,02 мм; в них содержится от 22,1 до 33,32% органического углерода. Основу битуминоидов, выделенных из этих пород, составляют смолы, занимающие 65–70% их объема. В органическом материале горючих сланцев преобладают остатки водорослей, в меньшей степени – высших растений, что свидетельствует об их формировании в озерной или прибрежно-морской обстановке. Выявление битуминозных сланцев на восточном склоне Полярного Урала позволяет по новому подойти к оценке нефтегазогенерационного потенциала палеозойских структурно-вещественных комплексов, в том числе и в складчатом фундаменте Западно-Сибирской платформы [141]. Проявление детально не изучено.

**Торф.** На территории листа Q-42 болотные массивы не имеют большого распространения, они покрывают небольшую часть междуречных пространств. К настоящему времени разведано одно малое месторождение торфа (Малое Салехардское) и 19 проявлений (залежей) с оцененными ресурсами разных категорий [237]. Характеристика торфяных залежей приведена в табл. 1.

Месторождение Малое Салехардское (III-1-8) по уровню запасов относится к категории малых (малозалежных). Торфяная залежь приурочена к голоценовым палюстринным (болотным) отложениям, торфяники низинного типа. Площадь распространения залежи – 18,3 га (промышленной ее части – 3,3 га); максимальная ее мощность – 1,2 м, средняя – 0,68 м. Торф характеризуется степенью разложения 30% и низкой зольностью – 10,8–26,7 (в среднем – 16,2)%, находится в мерзлом состоянии. Глубина сезонного протаивания слоя составляет 0,3–0,4 м. Запасы торфа оценены по категории  $C_2$  в количестве 22 тыс. м<sup>3</sup> (или 4,7 тыс. т) при влажности 40%.

# МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

## ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Железо.** В настоящее время промышленный интерес представляют объекты медно-железородной скарновой (золотосодержащей) формации (одно месторождение и ряд проявлений). Кроме того, на площади известны проявления титан-железородной мафитовой (волковский тип), ванадий-титан-железородной ультрамафит-мафитовой (качканарский тип) и титан-железородной метаморфогенной формаций.

Среднее месторождение Юнъягинское (I-2-44) расположено на правом берегу р. Нгарка-Харвота-Яга (правый приток р. Щучья), в 8 км к востоку от оз. Ям-То и в 10 км восточнее железнодорожной ветки Обская–Бованенково [281]. На объекте выполнена предварительная разведка. Многочисленными скважинами вскрыты рудоносные скарны на контакте плагиогранитов и диоритов юнъягинского комплекса с эффузивно-осадочными породами янганапэйской толщи. Последняя сложена порфировыми андезибазальтами и базальтами, а также их туфами, содержит мало-мощные прослои кварцитов, песчаников и мраморизованных известняков. В экзоконтакте интрузии породы превращены в роговики и скарны; среди скарнов выделяются эпидот-гранатовые, пироксен-амфибол-гранатовые и эпидотовые разновидности.

Рудные минералы распределены неравномерно, главный из них – магнетит. Среди сульфидов наиболее распространены пирит, пирротин и халькопирит, иногда образующие линзообразные тела. В скважинах продуктивные скарны прослежены до глубины 343,8 м. Мощность рудных интервалов колеблется от 10 до 120 м; наблюдаются отдельные залежи массивных магнетитовых руд мощностью до 9 м. Рудные тела имеют крутое падение и пластообразную форму, часто расщепляются и чередуются с безрудными скарнами и роговиками. В целом минерализованная зона вытянута в субширотном направлении, имеет сложное строение и изменчивую мощность (от 1 до 120 м); она прослежена на 1100 м по простиранию и на 300–500 м по падению. Содержание окиси железа колеблется от 8 до 65%; серы – 0,06–1,5%; фосфора – 0,07–0,09%. По данным пробирного анализа керн разведочных скважин, концентрация золота в некоторых пробах составляет 0,05–1 (до 5,5 г/т), что свидетельствует об устойчивой золотоносности железных руд описываемого объекта [401].

Глубина распространения магнетитового оруденения постепенно увеличивается в сторону северо-восточного фланга месторождения, достигая там 500–600 м и более. В настоящее время учитываемые Госбалансом забалансовые запасы руды составляют 54,21 млн т при среднем содержании железа 32,1%. По некоторым авторским оценкам, запасы категории С<sub>1</sub> составляют 57 млн т [343]. По данным В. А. Лючкина, запасы категории С<sub>2</sub> – 7 т, а прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> – 9 т. Ресурсы золота категории Р<sub>2</sub> оценены в 56 т [364].

Проявление Ямтинское (I-2-41) располагается в 12 км к северо-западу от Юнъягинского месторождения, в истоках р. Нум-Яха. Вскрыто тремя

буровыми профилями, пройденными через 100 м (расстояние между скважинами на профиле 25 м). На контакте с кремненными известняками установлена скарноворудная зона, состоящая из двух обособленных рудных тел, кулисообразно заходящих друг за друга. Южное тело имеет длину 120–130 м и состоит из двух горизонтов мощностью 4 и 10 м, разделенных хлоритизированными габбро. Нижний из них представлен крупнозернистым магнетитом с примесью кварца и пироксена, верхний – оруденелыми габброидами. Северное тело также отмечено двумя залежами (размером 60×5 и 80×14 м), из которых нижняя сложена магнетитовыми рудами, а верхняя – оруденелыми скарнами. На отдельных участках обе залежи сливаются в единое тело мощностью до 15 м. Выделяются массивные и вкрапленные руды; содержание железа – от 20 до 35%. Различают три сорта руд: магнетитовые (среднее содержание железа 53,09%), скарновые (30,7%) и бедные скарновые (22,45%). Преобладают скарновые руды. Среднее содержание (%) по проявлению: железа – 31,05; фосфора – 0,033; серы – 0,071; кобальта – 0,03; ванадия – 0,1. Авторские запасы железных руд категории С<sub>1</sub> составляют 1,1 млн т.

Проявление Отдельное (I-2-46) находится в 4 км к востоку от Юнъягинского месторождения и разбурено одним разведочным профилем. Оруденение приурочено к крупному ксенолиту порфировых андезибазальтов и мраморизованных известняков, залегающему в кварцевых диоритах. Мощность перекрывающих четвертичных отложений – от 47 до 66 м [337]. Вдоль контакта развиты роговики и (в меньшей степени) скарны; последние представлены гранатовыми и гранат-пироксеновыми разностями. Они развиваются в центральной части ксенолита, где образуют сложные тела с общим падением на юго-восток. Магнетитовое оруденение накладывается практически на все породы ксенолита, при этом в меньшей степени – на скарны. Выделяется три обособленных рудных тела, сложенных сливным магнетитом с содержанием железа от 51 до 63%, серы – 2,5–4,0%, фосфора – менее 0,05%. В незначительных количествах присутствует пирит в виде мелкой рассеянной вкрапленности и тонких жилообразных скоплений. Химическим анализом в магнетитах главного рудного тела установлено присутствие Со – 0,17%; Сг – 0,17%; Zn – 0,2% и Cu – 0,07%. Пробирным анализом в керне одной из скважин, вскрывших рудоносное скарновое тело мощностью 18 м, содержание золота составляет 0,05–4,6 г/т [401]. Авторские запасы руды, оцененные по категории С<sub>1</sub>, – 1 млн т.

Проявление Овальное (II-2-5) расположено в 6 км к юго-востоку от Юнъягинского месторождения. Открыто в 1954 г. Свердловским геофизическим трестом при проведении наземной магнитной съемки. Выявленная магнитная аномалия была заверена Полярно-Уральской экспедицией УрГУ четырьмя скважинами. Минерализованная зона пластообразной формы имеет мощность 150–170 м и прослеживается под четвертичными осадками до глубины 145 м. Она сложена преимущественно гранатовыми и гранат-пироксеновыми скарнами, в лежачем боку – роговиками. Содержание магнетита и сульфидов меняется в широких пределах – от убогой вкрапленности до массивных магнетитовых руд. Распределение рудных минералов (магнетита, пирита, редко халькопирита) также крайне неравномерное;

среднее содержание железа – 35%. В двух пробах из керна скважины выявлены повышенные концентрации золота – 0,48 и 0,1 г/т. По данным Т. Н. Селюковой с соавторами [401], содержания золота (установлены последующим пробирным анализом) могут достигать 4,6 г/т. Авторские запасы железной руды по категории С<sub>2</sub> составляют 3 млн т.

Другие проявления контактно-метасоматического типа – Вылкатинское (I-2-35), Новое (I-2-45), Дорожное (I-2-43), Усть-Харутское (I-2-47), Речное (I-2-42), Сибилейское (I-3-10), Неруцьяхинское (I-3-12), Немурьеганское (I-1-67), Костальбейское (II-2-23), Обское (II-1-95), Невидимка (II-1-104), Пясавейское (I-3-21) менее изучены; поисково-оценочные и разведочные работы там не проводились. В геологическом строении названных объектов и условиях локализации рудных тел много общего. Среди рудоносных скарнов преобладают эпидот-гранатовые. В спектре главных рудных минералов помимо магнетита обычны пирит, пирротин, халькопирит; гораздо реже встречаются гематит и ильменит. Средние содержания окиси железа в рудных телах составляют 40–50% (максимальные в отдельных пробах – 65–70%). Титан, как правило, присутствует в небольших количествах: по данным химических анализов, средние значения TiO<sub>2</sub> колеблются вокруг цифры 0,5%, редко превышая 1%. Нередки повышенные содержания Au (до 4,2 г/т – проявления Костальбейское, Новое и др.), что оправдывает название рудной формации как «золотосодержащей». Иногда устанавливаются аномальные концентрации меди и цинка (до 1,5% – Неруцьяхское, Вылкатинское), кобальта (до 0,13% – Дорожное), вольфрама (до 0,02% – Костальбейское).

Ванадий-титан-железорудная ультрамафит-мафитовая формация гораздо менее распространена на территории и представлена только малыми объектами. Проявление Северо-Тальбейское (I-2-38) находится в 9 км к северо-западу от Юнъягинского месторождения, локализовано в габброидах харампэйско-масловского комплекса. Рудные тела имеют линзообразную и неправильную форму; мощность магнетитовых «горизонтов» в них варьирует от первых метров до 30 м. Содержание железа в руде колеблется в пределах 20–58%. На фланге проявления в пироксенитах закартирован выход массивных титаномagnetитовых руд мощностью более 10 см и протяженностью более 1 м. С тем же комплексом связаны проявления Крайнее (II-2-2), пункты минерализации II-2-7 и II-2-3. Шлиры и вкрапленность титаномagnetита (10–20%), часто образующего сидеронитовые структуры в оливиновых габброноритах, особенно характерны для южной части Юнъягинского полихронного плутона. Из рудных минералов кроме названных присутствуют в небольших количествах пирротин, халькопирит и пирит, тяготеющие к зонкам дробления. По физическим свойствам минерализация сопоставима с бедными и убогими вкрапленными рудами Качканара, содержащими 16–17% железа. С габброидами более молодого – юнъягинского комплекса ассоциирует Харутское проявление (II-2-4), расположенное в верховьях р. Яляпэ-Яха на площади 0,6 км<sup>2</sup>. Вскрытые скважинами рудоносные тела имеют мощность от 0,7 до 42,8 м. Рудные минералы представлены титаномagnetитом, пиритом, халькопиритом, ильменитом и гематитом, аксессуарные – баритом, сфеном, апатитом, шеелитом. Среднее

содержание железа – 14,96% (при колебаниях от 10,9 до 41,5%),  $TiO_2$  – до 3,8%,  $V_2O_5$  – до 0,3%. По результатам спектральных анализов в отдельных пробах установлено наличие мышьяка (до 0,01%), свинца (до 0,2%), циркония (до 0,15%). На проявлении Болотное (II-2-13), расположенном в 30 км юго-восточнее Юнъягинского месторождения, после заверки интенсивной магнитной аномалии скважиной пересечены среднезернистые габбро, вмещающие вкрапленность магнетита. Содержание железа в них не более 18,09%,  $TiO_2$  – до 1,95%,  $V_2O_5$  – до 0,052%.

К титан-железородной мафитовой формации отнесены два проявления и пункт минерализации I-2-25. Проявление Хоймпэйское (I-2-21) находится вблизи оз. Нядо-То. Здесь в габброноритах и атакситовых габбро хоймпэйского комплекса установлена «магматическая» борнит-халькопирит-титано-магнетитовая минерализация. Кроме названных минералов руды содержат ильменит, пирит, вторичные минералы меди (халькозин, куприт, ковеллин) и гидроксиды железа. По результатам химических анализов точечных проб, содержание полезных компонентов колеблется в следующих пределах (%):  $Fe_2O_3$  – 11,17–21,15;  $TiO_2$  – 0,66–1,72;  $V_2O_5$  – 0,07–0,14; Cu – 0,02–0,12. Руды малотитанистые и бедны железом, однако повышенные количества ильменита, халькопирита и присутствие борнита позволяют говорить о сходстве этого проявления с месторождениями волковского типа [302]. В габбро-пегматитах Харампэйского проявления (I-2-26) среднее содержание титана – 1,8%; железа – 13,05% [383].

Титан-железородную метаморфогенную формацию представляет проявление Няровеченское (II-1-87). Оно вскрыто горными выработками при заверке серии магнитных аномалий [354]. Вкрапленность магнетита локализуется в ортогнейсах, амфиболитах и метагабброидах васькеуского комплекса; содержание железа – до 12%. С проявлением примерно совпадает локальная геохимическая аномалия цветных металлов с точечными содержаниями (в эпицентре) меди – 0,15%, молибдена – 0,01%.

**Марганец.** Единственное проявление осадочных марганцевых руд (I-1-72) обнаружено на левобережье р. Крестовая в черносланцевых породах оранжской свиты ордовика. В ходе поисковых работ здесь вскрыты фрагменты разреза, напоминающие строение марганценосной для севера Урала няньворгинской свиты. При заверке канавами комплексной аномалии золота, марганца и молибдена были найдены крупные обломки богатых оксидно-карбонатных руд. Борздовым опробованием установлено два интервала (мощностью 19 и 4 м) с содержанием марганца от 10 до 30% (в среднем 15%) [380].

Метаморфогенная минерализация марганца выявлена в районе горы Гематитовая (ПМ Гердъизшорский (I-2-24); тонкополосчатые плейчатые пьомонит-гематит-кварцевые сланцы (общей мощностью до 20 м) прослежены на 150–200 м [377]. Содержание полезных компонентов в штучных пробах (%): MnO – 0,13–1,78;  $(FeO + Fe_2O_3)$  – 8,0–13,45. Практического значения этот объект (как марганцевородный) не имеет. Гематитовые сланцы могут быть использованы в качестве декоративного камня [282]. Подобная же пьомонит-гематит-кварцевая минерализация (ПМ I-1-26)

установлена в тонкополосчатых сплюснутых сланцах минисейшорской свиты среднего рифея (верховья руч. Поетарка).

**Хром.** Сколько-нибудь значимые объекты хромовых руд на рассматриваемой площади локализованы преимущественно в дунитах Сыумкеуского «массива» и относятся к хромитовой офиолитовой рудной формации. В 1996–1998 гг. в северной части массива проводились поиски хромитов, а в 2003–2007 гг. комплекс прогнозно-поисковых работ был выполнен на его южном фланге. Эти исследования обобщают все последние данные по хромитоносности района [382, 386].

Проявление Няропэ (I-1-45) расположено на водоразделе р. Няровей-Хадата с ее левым притоком (руч. Матолаваяха). При ГГС-50 [282] выявлены развалы хромитовых руд, определены параметры проявления: протяженность – 3,75 км при средней ширине 1,95 км. Выделены четыре минерализованные зоны, представленные серией сближенных тел хромитов, мощность которых варьирует от 0,2 до 6,2 м. Руды шлирово-линзовидно-полосчатые, пригодные для обогащения с получением мелкокускового промышленного концентрата. Средневзвешенные содержания  $Cr_2O_3$  в рудах – от 6,03 до 35,25%. Хромшпинелиды высокохромистые ( $Cr_2O_3$  – до 61,58%), представлены магнезиальным хромитом и субферрихромитом. Серия кулисообразно расположенных субпараллельных уплощенно-линзовидных рудных тел формирует наиболее «продуктивную» хромитоносную зону шириной до 57 м и протяженностью до 700 м; она изучена тремя пересечениями и прослежена на глубину до 100 м. Всего выявлено 23 хромитовых тела мощностью от 0,2 до 6,2 м (в среднем – 1,4 м). На проявлении установлены еще три подобные зоны (II, III, IV) меньшего размера, в каждой из которых сосредоточено от трех до девяти рудных тел с содержанием  $Cr_2O_3$  от 6 до 35,5%. Среди руд, вскрытых канавами и скважинами, преобладают бедно- и средневкрапленные, хотя в элювиальных развалах и склоновых шлейфах нередки густовкрапленные и массивные их разновидности. Прогнозные ресурсы хромитов категории  $P_1$  подсчитаны (до глубины 150 м) отдельно по четырем минерализованным зонам и выражаются следующими цифрами (млн т): зона I – 2,013; зона II – 0,06; зона III – 0,413; зона IV – 1,613. По мнению авторов прогноза [382], имеются все предпосылки для выявления богатых высококачественных руд металлургического сорта, пригодных к использованию без обогащения. В рудах и рудовмещающих породах проявления отмечены также сульфиды никеля и МПГ. Платиновые минералы представлены изоферроплатиной (резко преобладает), тетраферроплатиной, туламинитом, а также ртутьсодержащими разновидностями платины. Мелкие (10 мкм) зерна палладиевых минералов (арсенопалладинита, маякита, кейтконнита) включены в более крупные кристаллы изоферроплатины. В хромовых рудах преобладают минералы рутения (лаурит, эрликманит, ирарсит). Содержание суммы платиноидов в отдельных пробах достигает 1 г/т. В рудном веществе, кроме того, установлены повышенные содержания мышьяка (до 25 г/т) и селена (до 2,5 г/т).

В северной (узкой и протяженной) части массива Сеум-Кеу локализовано

и проявление Хадатинское (Нютадарка) (I-1-61), расположенное на восточном склоне горы Пусьерка; оно выявлено при ГГС-50 и имеет размер  $3,1 \times 1,4$  км [282]. Протяженность дунитовых тел (часто чередующихся с гарцбургитами) – от десятков метров до 1000 м. Семь рудных залежей, вскрытых канавами и прослеженных скважинами на глубину до 20 м, образуют компактные зоны шириной 25–40 м; мощность протяженных хромитовых линз – от 0,4 до 4,3 м, длина – более 70 м. Простирание тел северо-западное ( $330\text{--}350^\circ$ ), падение крутое ( $70^\circ$ ) на юго-запад. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (по нескольким пересечениям) в бедно- и средневкрапленных рудах варьирует от 8,68 до 38,2%, в густовкрапленных – 48–53%. Хромшпинелиды по составу соответствуют железистому и магнизальному субферриальнохромиту. Северная часть рудопроявления фиксируется локальной положительной аномалией силы тяжести. Авторские прогнозные ресурсы хромовых руд категории  $P_1$  до глубины 150 м составляют 0,738 млн т [382]. В той же части Сыумкеуского массива южнее описанного объекта известны малоизученные, но, вероятно, имеющие близкие параметры проявления Сэр Гай (I-1-60), Пэлянг (I-1-62), Малохадатинское-II (I-1-64), Еснгытарска (I-1-71), Южное 2/1 (I-1-82).

В южном, почти изолированном секторе упомянутого массива («Харчерузский блок») выделяется группа одноименных проявлений: Харчерузское-II (II-1-10), Харчерузское-III (II-1-11), Харчерузское-IV (II-1-16), Харчерузское-V (II-1-17). Хромитовые тела локализованы в так называемом «полосовидном дунит-гарцбургитовом разрезе» (количество дунитов – более 30%) и имеют размеры от  $0,3 \times 1\text{--}3$  м до  $1\text{--}2 \times 15$  м; сближенные линзы иногда вытягиваются в зоны северо-западного простирания видимой протяженностью до 350 м. Руды в основном бедно-средневкрапленные, редко сплошные. Содержание главных окислов в рудах (%):  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 23,2–45,3;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6,53–14,6;  $\text{FeO}$  – 10,26–19,17 [382, 386]. Атомно-абсорбционным анализом иногда обнаруживается золото в количестве до 1,44 г/т [325].

Кроме рудных объектов Сыумкеуского массива известен единственный пункт хромитовой минерализации (II-1-82), приуроченный к небольшому телу серпентинитов среди докембрийских метаморфических пород Восточно-Харбейского аллохтона. Здесь в коренном выходе наблюдается шлировидный участок, выполненный пятнистой хромовой рудой. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в штучной пробе – 27,66%.

**Титан.** На рассматриваемой площади промышленных концентраций этого металла не установлено. В метаморфитах «харбейского комплекса» титансодержащие минералы присутствуют почти повсеместно. Пункты рутиловой минерализации (II-1-60, II-1-88, II-2-15, I-1-38, II-1-43, II-1-50, II-1-51, II-1-54, II-1-66, II-2-30) относятся к титан-железорудной метаморфогенной формации; содержания  $\text{TiO}_2$  – 2,2–2,35% [282, 411]. Известны также малые непромышленные аллювиальные россыпи и шлиховые потоки.

Малое россыпное месторождение Париквасьшорское (II-1-80) выявлено В. А. Чепкасовым [411] на р. Харбей вблизи впадения в него руч.

Париквасьшор (и в приустьевой части ручья). Источником россыпи является титановая минерализация в гнейсах париквасьшорской свиты, дренируемых долиной одноименного водотока. При промывке выветрелых коренных пород обнаружено наличие в них ильменита (до первых сотен г/м<sup>3</sup>). Ильменит обычно крупный (85–90% его фракции +1 мм), содержание сопутствующего циркона не превышает 20 г/м<sup>3</sup>. Размеры россыпи: длина около 3 км, ширина 50 м, мощность продуктивной толщи 1 м. Выход ильменита приближается к промышленному – до 12,4 кг/м<sup>3</sup> (в среднем 10 кг/м<sup>3</sup>), он обычно встречается в ассоциации с рутилом (до 94 г/м<sup>3</sup>) и сфеном (более 50 г/м<sup>3</sup>). Авторские запасы ильменита составляют 1500 т. Выход граната в отдельных шлихах достигает 50 и более кг/м<sup>3</sup>. По авторским подсчетам, минимальные запасы граната в россыпи составляют 4500 т [349].

Проявление Маруншорское (I-1-70) находится на водоразделе ручьев Маруншор и Вершинный [340]. На участке шириной 10–150 м и протяженностью 200–300 м отмечается вкрапленность рутила в эклогитах в виде мелких кристаллов размером до 0,5 мм. Среднее содержание TiO<sub>2</sub> – 3%. Прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> оценены в 37 тыс. т.

Титан также является важным компонентом комплексных медно-титано-магнетитовых проявлений и объектов ванадий-титан-железородной формации, описанных выше, в подразделе «Железо».

**Титан, цирконий.** Территория листа Q-42 расположена в северо-западной части Западно-Сибирской минерагенической провинции, последняя известна как одна из крупнейших областей развития титан-циркониевых россыпей [86]. Вскрытых и опробованных рудных горизонтов в «традиционно продуктивных» олигоценовых отложениях на площади листа в настоящее время нет. В четвертичных образованиях известно одно непромышленное титан-циркониевое россыпное месторождение с низкими содержаниями рудных минералов. Кроме того, на основании комплексного анализа геологических съемок [280, 295, 296, 352, 389] и результатов собственных полевых работ (2011–2012 гг.) установлено 50 пунктов россыпной минерализации с повышенным содержанием минералов титана и циркония. Все они связаны с аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными, аллювиально-морскими отложениями неоплейстоцена–голоцена. Характеристика выделенных объектов приведена в табл. 2.

Малое непромышленное россыпное месторождение Салехардское (III-1-4) находится на правом берегу низовьев Оби. Первые количественные оценки титан-циркониевой россыпи были сделаны О. Н. Грязновым с соавторами [79]. В 2006–2007 годах сотрудниками ОАО «Ямальская горная компания» проведены специализированные поисковые работы [294]. Изучены аллювиально-морские (прибрежно-морские) и аллювиально-озерные отложения нижнего, среднего и верхнего неоплейстоцена. Минералы титана и циркония в основном сосредоточены в мелкозернистых алевритовых и глинистых песках с фракцией 0,044 мм, то есть относятся к неизвлекаемым из шламовой составляющей. Содержания рудных минералов установлены в следующих количествах: ильменит – от 11,74 до 12,53 кг/м<sup>3</sup>; циркон – от

## Характеристика непромышленных месторождений и проявлений россыпных минералов циркония и титана

№ п/п	Номер на карте полезных ископаемых	Площадь, точки наблюдений, скважины (ссылка на литературу)	Количество проб с промышленным содержанием	Интервал опробования, м	Среднее содержание минералов								Индекс возраста рудоконтролирующих образований
					Ильменит		Рутил + лейкоксен + сфен		Циркон		Условный ильменит		
					кг/т	кг/м <sup>3</sup>	кг/т	кг/м <sup>3</sup>	кг/т	кг/м <sup>3</sup>	кг/т	кг/м <sup>3</sup>	
1	I-2-34	Оз. Вылкато [389]	3	1,2	3,23	5,83	1,03	1,86	1,95	3,52	14,51	26,12	la <sup>4</sup> II-IIIkz
				90	3,10	5,59	5,4	9,73	1,79	3,23	31,99	57,59	l,m,almr
				103	7,43	13,39	0,55	1,0	0,82	1,47	12,67	22,8	l,m,almr
2	I-2-40	Верховье р. Халатальбей [389]	13	5,0	7,72	13,9	0,0	0,0	4,15	7,47	22,53	40,56	la <sup>3</sup> IIIer
				25,0-28,0	17,82	32,07	0,0	0,0	4,59	8,26	34,16	61,49	la <sup>3</sup> IIIer
				38,0-44,5	9,78	17,6	0,44	0,8	3,04	5,48	21,92	39,46	la <sup>3</sup> IIIer
				87,0-104,0	10,29	18,52	1,39	2,51	2,39	4,31	24,64	44,35	l,m,almr
3	II-2-36	Верховье р. Малая Обь [298]	2	15,0-34,0	0,0	0,0	1,1	1,98		4,02	12,44	22,39	amH
4	III-1-4	Салехардское [79, 294]				11,74-2,53				1,27-1,4			
5	III-1-12	Река Дзеляу [296]	3	3,4-4,6	0,0	0,0	0,43	0,78	2,21	3,97	9,67	17,41	a <sup>1</sup> IIIsr-H
6	III-1-13	Река Собтыгеган [296]	1	2,15-2,6	0,92	1,65	1,74	3,13	4,21	7,58	23,18	41,73	a <sup>1</sup> IIIsr-H
7	III-2-7	Оз. Орьялор [296]	3	0,5-5,0	1,26	2,27	1,31	2,36	2,18	3,92	14,5	26,08	a <sup>1</sup> IIIsr-H
8	III-2-6	Река Полуй (авторские)	1	2,3-2,8	14,44	26,0	2,0	3,6	2,94	5,3	33,27	59,89	la <sup>3</sup> IIIer
9	III-3-1	Река Полуй (авторские)	1	2,0-2,5	10,67	19,2	1,61	2,9	2,22	4,0	25,3	45,54	la <sup>3</sup> IIIer
10	III-3-2	Река Полуй (авторские)	1	1,8-2,3	6,78	12,2	0,94	1,7	1,17	2,1	14,87	26,76	la <sup>2</sup> IIIkr-sr
11	III-3-3	Река Полуй (авторские)	1	1,9-2,6	9,05	16,3	2,11	3,8	1,67	3,0	23,78	42,81	la <sup>2</sup> IIIkr-sr
12	III-3-4	Река Полуй (авторские)	1	1,7-2,2	11,17	20,1	1,39	2,5	2,28	4,1	25,07	45,13	la <sup>2</sup> IIIkr-sr
13	III-3-5	Река Полуй (авторские)	1	2,9-3,5	7,22	13,0	0,61	1,1	1,05	1,9	13,53	24,36	la <sup>2</sup> IIIkr-sr
14	III-3-6	Река Полуй (авторские)	1	1,9-2,9	2,28	4,1	0,67	1,2	0,39	0,7	6,2	11,16	la <sup>3</sup> IIIer
15	III-3-7	Река Полуй (авторские)	1	2,3-2,5	11,28	20,3	1,67	3,0	1,61	2,9	23,96	43,13	aH
16	III-3-8	Река Полуй (авторские)	1	2,0-3,0	5,44	9,8	0,78	1,4	1,0	1,8	12,24	22,04	aH
17	IV-1-1	Верховья р. Мелексим [296]	1	2,7-3,0	0,78	1,4	1,30	2,35	1,78	3,2	12,55	22,59	la <sup>3</sup> IIIer
18	IV-1-2	Правый приток р. Сезынгъеган [296]	1	2,0	0,33	0,6	1,38	2,48	1,78	3,2	10,8	19,94	la <sup>3</sup> IIIer
19	IV-1-3	Правый приток р. Сезынгъеган [296]	3	0,95-6,0	4,75	8,55	2,62	4,71	3,22	5,79	24,09	43,37	la <sup>3</sup> IIIer
20	IV-2-1	Река Собтыгеган [296]	1	7,45	2,13	3,84	0,97	1,75	1,93	3,47	13,01	23,42	a <sup>1</sup> IIIsr-H
21	IV-2-2	Верховья р. Питляр [296]	2	1,0-3,0	4,32	7,85	1,99	3,59	0,42	0,75	14,16	25,49	allInd
22	IV-3-1	Река Полуй (авторские)	1	3,2-3,6	22,89	41,2	2,28	4,1	4,0	7,2	46,64	83,95	aH
23	IV-3-2	Река Полуй (авторские)	1	3,8-4,4	3,55	6,4	0,67	1,2	0,55	1,0	8,26	14,87	aH
24	IV-3-3	Река Полуй (авторские)	1	2,4-3,4	10,66	19,2	1,33	2,4	2,37	4,26	24,65	44,38	aH
25	IV-3-4	Река Полуй (авторские)	1	2,4-2,9	2,5	4,5	0,67	1,2	0,44	0,8	6,85	12,34	aH
26	IV-3-5	Река Полуй (авторские)	1	2,4-4,4	7,32	13,18	1,38	2,49	1,58	2,85	18,72	33,7	aH
27	IV-3-6	Река Полуй (авторские)	1	1,8-2,4	14,3	25,2	1,33	2,4	2,83	5,1	29,65	53,38	aH
28	IV-3-7	Река Полуй (авторские)	1	1,5-2,0	6,78	12,2	1,05	1,9	1,22	2,2	15,53	27,95	a <sup>1</sup> IIIsr-H
29	IV-4-2	Река Полуй (авторские)	1	2,0-2,6	3,92	7,07	0,57	1,02	0,66	1,19	8,64	15,56	a <sup>1</sup> IIIsr-H
30	IV-4-3	Река Полуй (авторские)	1	3,0-4,0	3,55	6,4	0,91	1,64	0,61	1,1	9,29	16,72	a <sup>1</sup> IIIsr-H
31	IV-4-4	Река Полуй (авторские)	1	1,0-1,8	6,32	11,38	0,96	1,73	0,78	1,41	13,11	23,6	a <sup>1</sup> IIIsr-H
32	V-2-1	Река Ай-Логасъеган [296]	1	6,0	1,08	1,94	0,69	1,25	1,38	2,48	8,88	15,99	la <sup>4</sup> II-IIIkz
33	V-2-2	Река Ай-Логасъеган [296]	1	0,9	1,32	2,37	0,35	0,63	1,31	2,37	7,47	13,45	la <sup>4</sup> II-IIIkz
34	V-2-3	Река Куноват [296]	1	2,5	3,4	6,12	0,35	0,63	0,43	0,77		11,48	la <sup>3</sup> IIIer
35	V-4-1	Река Полуй (авторские)	1	3,0-4,0	6,89	12,4	1,25	2,25	0,92	1,66	15,21	27,38	la <sup>3</sup> IIIer
36	V-5-2	Река Хейгияха (авторские)	2	1,2-3,5	5,78	10,4	0,95	1,71	1,13	2,04	13,77	24,79	la <sup>3</sup> IIIer
37	V-5-4	Река Хейгияха (авторские)	3	0,5-2,1	13,11	23,6	1,44	2,6	1,73	3,11	25,28	45,5	la <sup>4</sup> II-IIIkz
38	V-6-2	Река Хейгияха (авторские)	3	1,0-2,5	3,02	5,43	0,34	0,62	0,47	0,85	6,13	11,04	la <sup>3</sup> IIIer
39	VI-1-1	Река Сэзынгъеган [296]	4	2,0-0,7	5,79	10,43	2,68	4,83	0,5	0,9	18,74	33,73	allInd
40	VI-2-2	Верховье р. Немальеган [296]	1	3,2	13,41	24,14	0,94	1,7	0,61	1,1	19,52	35,14	allhs
41	VI-2-3	Верховье р. Немальеган [296]	1	10,5	6,8	12,25	1,0	1,8	0,48	0,87	12,68	22,83	allhs
42	VI-2-5	Река Тоитъеган [296]	2	5,2	3,5	6,3	0,65	1,18	0,57	1,03	8,26	14,87	la <sup>4</sup> II-IIIkz
43	VI-5-1	Река Хейгияха (авторские)	1	1,3-2,3	4,61	8,3	0,4	0,73	0,83	1,51	9,29	16,72	la <sup>4</sup> II-IIIkz
44	VI-5-4	Река Хейгияха (авторские)	2	1,2-2,3	3,42	6,15	0,55	1,0	0,45	0,82	7,35	13,23	allhs
45	VI-5-5	Река Хейгияха (авторские)	3	2,0-4,0	2,71	4,88	0,62	1,11	0,38	0,69	6,64	11,95	allhs
46	VI-6-3	Река Хейгияха (авторские)	2	1,7-2,9	5,08	9,15	0,54	0,97	0,97	1,75	10,79	19,42	allInd
47	VI-6-5	Река Нагоръеган (авторские)	1	1,2-2,4	2,44	4,4	0,53	0,96	0,57	1,02	6,68	12,03	la <sup>4</sup> II-IIIkz
48	VI-6-6	Река Левая Хетта (авторские)	2	0,0-2,7	3,42	6,15	0,34	0,61	0,58	1,05	6,88	12,39	la <sup>4</sup> II-IIIkz
49	VI-6-7	Река Левая Хетта (авторские)	2	3,0-4,5	8,08	14,54	0,47	0,84	1,8	3,25	16,46	29,63	la <sup>4</sup> II-IIIkz
50	VI-6-9	Река Левая Хетта (авторские)	1	4,6-5,6	3,61	6,5	1,0	1,8	0,72	1,3	10,34	18,62	la <sup>4</sup> II-IIIkz
51	VI-6-10	Река Левая Хетта (авторские)	5	1,4-5,9	3,43	6,18	0,55	1,0	0,46	0,83	7,39	13,3	la <sup>4</sup> II-IIIkz

1,27 до 1,4 кг/м<sup>3</sup>. Проведена оценка запасов по категории С<sub>2</sub> (в пересчете на диоксиды, млн т): TiO<sub>2</sub> – 0,518; ZrO<sub>2</sub> – 0,057. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> оценены (млн т): TiO<sub>2</sub> – 0,039; ZrO<sub>2</sub> – 0,004. Проведенными работами [294] установлены низкие содержания рудных минералов, при высоком проценте выхода шлама. Площадь в настоящее время считается бесперспективной на поиски промышленных россыпных месторождений данного вида.

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Медь.** Пять рудопроявлений и 20 пунктов медной минерализации, установленных на территории листа, принадлежат к четырем рудным формациям: медно-колчеданной, медистых песчаников и сланцев, медно-порфировой и медно-кварцевой жильной.

К первой из них относится проявление Лаптаяхинское (I-1-17), расположенное на левобережье р. Большая Щучья. Здесь установлены четыре зоны гидротермально измененных пород (кристаллосланцев минесейшорской свиты) мощностью 50–250 м и протяженностью 200–2400 м; они выполнены преимущественно серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами [377]. Наиболее крупная зона («Центральная») имеет северо-западное простирание и выделяется в магнитном поле цепочкой локальных положительных аномалий; прослежена на 2,4 км при ширине выходов 180–250 м. Вмещающие серицит-хлорит-кварцевые сланцы (с линзами метаандезитов и метариолитов) залегают моноклинально с падением на юг под углом 50–70°. В них наблюдается рассеянная вкрапленная, реже гнездовая и струйная минерализация пирита (иногда с халькопиритом и борнитом), а также тонкие прожилки кварца с примазками галенита и сфалерита. Отмечается чередование обогащенных и обедненных сульфидами пород. Содержания полезных компонентов (%): медь – 0,01–0,1; цинк – 0,01–0,02; проявление не имеет перспектив промышленного освоения. «Примазки» медной зелени установлены и в зеленых ортосланцах минесейшорской свиты (ПМ I-1-27).

Проявление Прибрежное (I-2-20) расположено на северо-восточном окончании гряды Наун-То упомянутого стратона. Представлено вкрапленностью пирита, халькопирита и борнита в сланцеватых серицит-кварцевых метасоматитах по раздробленным и перетертым вулканитам сядайской свиты. Мощность минерализованных зон достигает 20–30 м, протяженность – до 150 м; среднее содержание меди в них 0,02%, цинка – 0,005% [282]. Однотипная минерализация установлена в ПМ Гердъзское (I-2-23).

В северной части Щучьинского синклиория зафиксировано еще два пункта пирит-халькопиритовой минерализации, локализованные в окварцованных, карбонатизированных микродолеритах и порфирировых андезибазальтах силурийского возраста – р. Нганораха-Яха (I-3-16) и у сопки Яля-Пэ (I-3-1) [301, 302].

Стратиформное оруденение представлено формацией медистых песчаников и сланцев. Проявление Малахитовое (I-1-8) расположено севернее оз. Малое Щучье. Площадь его образована песчаниками, алевропесчаниками, сланцами малопапудынской и хойдышорской свит, залегающими

в западном крыле небольшой синклинали. Вкрапленная сульфидная минерализация контролируется субпараллельными зонами трещиноватости северо-западного простирания на контакте алевропесчаников и сланцев; обычно она приурочена к участкам серицитизации и окварцевания, фрагментарно прослеженным на 60 м. Вещественный состав руд: медная зелень, галенит, борнит, ковеллин, малахит, халькопирит, халькозин. По результатам химического анализа бороздовых проб, содержание меди не превышает 0,19%. Проявление оценивается отрицательно [406]. Медистые песчаники установлены также в пунктах минерализации I-1-7 и I-1-18.

Оруденение, относимое к медно-кварцевой жильной формации, имеет «сквозной» характер и встречается почти повсеместно. В минерализованных кварцевых жилах обычна ассоциация меди со свинцом и цинком, реже с молибденом и золотом.

Проявление Баритовое (I-1-4) находится в левом борту долины одноименного ручья, в 500 м к югу от высоты с отн. 907 м. В порфириновых риолитах среди алевролитов и кварцитопесчаников лядгейской свиты локализована согласная линза серицит-хлорит-кварцевых сланцев с баритовой и гематитовой минерализацией; сланцы пронизаны сетью согласных кварцевых прожилков. Сульфиды меди чаще приурочены к зальбандам кварцевых жил. Околорудные метасоматиты относятся к березит-лиственитовой формации; размеры минерализованных жил  $1-3 \times 10$  м. Вещественный состав руд: барит, ковеллин, малахит, гематит, пирит. Содержание полезных компонентов, по данным химического и спектрального анализа, составляет (%): Cu – до 24,4%; Mo – до 0,002%; Pb – до 0,001%; Bi – 0,001–0,005% [311].

Проявление Усватинское (I-1-25) расположено вблизи оз. Усваты среди вулканитов лядгейской свиты. Убогая вкрапленность халькопирита сосредоточена в мелких кварцевых и кварц-биотитовых прожилках среди кремнистых сланцев. Помимо проявлений установлено большое число пунктов медной минерализации (халькопирит и борнит, ассоциирующие с пиритом, иногда галенитом) в кварцевых, реже кварц-карбонатных, иногда кварц-полевошпатовых жилах и прожилках: I-3-4, II-1-3, 34, 42, 52, 53, 93, 94, II-2-26, 33.

Медно-порфировая формация представлена только пунктами минерализации. ПМ Малоханмейский (II-1-97) находится на левобережье р. Малый Ханмей, в 3 км выше устья руч. Ханмейшор. В роговообманковых габбро и кварцевых диоритах собского комплекса здесь установлено 15 минерализованных (пирит, халькопирит) зон дробления и окварцевания мощностью от 0,6 до 5 м. Оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное и гнездовое. Разноориентированные прожилки имеют максимальную мощность 2 см, протяженность – до 10 см; размер гнезд – до 1 см. Малые трещины в зонах дробления нередко залечены молочно-белым кварцем, несущим бедную вкрапленность кристаллов пирита. Средняя концентрация сульфидов не превышает 5%. По результатам спектрального анализа, содержание меди в минерализованных зонах до 0,4%, цинка – до 0,01%. В метасоматически проработанных и сульфидизированных кварцевых диоритах установлено золото (до 0,25 г/т).

Другие пункты сходной минерализации (П-2-10, П-2-11, П-2-12) известны на участке Ольховый по левобережью р. Юнъяха [67]. Там диориты и габбро юнъягинского комплекса пересекаются зоной бластокатаклизитов и бластомилонитов субмеридионального простирания. В маломощных жилах гранит-аплитов и гранит-пегматитов отмечается гнездовая халькопирит-пиритовая минерализация. В целом же рудные минералы значительных скоплений не образуют: отмечается бедная вкрапленность магнетита, халькопирита (в т. ч. редкие гнезда этого минерала, ассоциирующие с пирротинном), чешуйки молибденита. По результатам атомно-абсорбционного анализа, содержание полезных компонентов составляет: Cu – 0,01–0,35%, Mo – до 0,014%, Ag – 0,2–2,5 г/т.

Сопутствующая минерализация меди установлена также на объектах медно-железородной скарновой, ванадий-титан-железородной ультрамафит-мафитовой и титан-железородной мафитовой рудных формаций, описанных в подразделе «Железо».

**Свинец, медь, цинк.** Объекты с полиметаллической минерализацией принадлежат здесь только к гидротермальному генетическому типу. Проявление Байдаратское (I-1-11) находится в среднем течении р. Байдарата, сложено слабометаморфизованными парасланцами орангской свиты, дислоцированными в зоне Собско-Нундерминского надвига. Стратифицируемые породы прорваны многочисленными дайками долеритов и габбродолеритов орангюганско-лемвинского комплекса. Вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита и галенита приурочена к участкам доломитизации и окварцевания. Руды в коренном залегании не вскрыты, прослежены в элювиальных развалах на 150 м при ширине выходов 10–30 м. Спектральным анализом установлены (%): Cu – 0,02–0,5; Pb – 0,01–1,0; Sb – 0,01–0,2; Hg – до 0,01; Ag – 0,002–0,01; As – до 0,2; Cd – до 0,02. Детальными литогеохимическими поисками выявлены совмещенные контрастные ореолы меди, свинца, цинка, германия [351].

С некоторой долей условности к этому же типу отнесено проявление Малотальбейское (I-1-13), расположенное в верховьях руч. Малыко-Шор. Минерализация локализована в мусковит-кварц-альбитовых сланцах орангской свиты, залегающих во фронтальной части тектонической пластины, надвинутой на верхневендско-нижнекембрийские отложения. Зона интенсивной пиритизации (от 1 до 15%) прослеживается на 400 м при ширине 50–60 м. Пирит образует как густую вкрапленность, так и прожилки в кварце; в делювиальных обломках отмечен халькопирит (до 7%). По данным химического анализа бороздовой пробы, установлено присутствие меди – 0,23%, пробирным анализом определено золото – 0,3 г/т, спектральным (%): висмут (0,001); мышьяк (0,02); серебро (0,0002) [362]. Бедная прожилково-вкрапленная минерализация гематита и сфалерита (с единичными зернами халькопирита и галенита) обнаружена среди серицит-альбит-кварцевых сланцев орангской свиты, а также в секущих их кварцевых жилах (ПМ I-2-1).

**Свинец, цинк.** Совместные проявления этих металлов относятся к трем рудным формациям. Свинцово-цинковая карбонатная стратиформная формация (гидротермально-осадочный тип) связана с ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями. На территории листа наиболее хорошо изученными являются три объекта (за северной рамкой трапедии известно среднее по запасам Саурейское барит-свинцовое месторождение).

Проявление Орангское (I-1-9) расположено в верховьях р. Байдарата, в 9 км южнее названного месторождения. Оруденение приурочено к дислоцированным терригенно-карбонатным породам малопапудынской свиты [385]. Минерализованная зона прослежена по падению (буровыми скважинами) до глубины 300 м, по простиранию – на 2,5 км; установлено два рудных тела линзовидной формы. Одно из них имеет мощность до 1,8 м и протяженность 150 м, изучено до глубины 50 м. Руды локализируются в мраморизованных известняках и карбонатных алевролитах, экранированных пачкой углеродисто-кварцевых и углисто-глинистых сланцев. Они обычно мелкозернистые послойно- и прожилково-вкрапленные; преобладает галенит (ассоциирующий со сфалеритом и пиритом), встречаются халькопирит и барит. Повсеместно отмечаются маломощные жилы, прожилки кварца и кварц-карбонатного агрегата с галенитом, сфалеритом и халькопиритом в виде рассеянной вкрапленности. Околорудные изменения (пиритизация, осветление мраморов) проявлены весьма слабо. Незначительно развиты и первичные ореолы рудных элементов. Среднее содержание свинца составляет 11,6%; концентрации цинка изменяются от 0,45 до 3,6% [311]. Химическим анализом в рудах установлены МПГ (г/т): Pt – 0,01–0,06; Pd – 0,2–3,7; Ir – 0,01–0,05; Rh–0,05–0,13; Ru – 0,03–0,2 [108].

Вблизи описанного объекта находятся Орангьюганское (I-1-10) и Южное (I-1-2) проявления с бедной свинцово-цинковой прожилково-вкрапленной минерализацией, приуроченной к горизонтальным баритизированным и окварцованным известнякам малопапудынской свиты; содержания свинца и цинка – доли процента, меди – до 0,2%. Оба проявления недоизучены.

Объекты гидротермального типа связаны с кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками, обычно согласными с вмещающими их породами минисейшорской и верхнехарбейской свит среднего рифея.

Проявление Ручей Медный (II-1-4) находится в 3 км к северо-востоку от устья названного водотока. В долине ручья установлено шесть линзообразных кварцевых жил с галенитом, сфалеритом и халькопиритом; минерализация выражена субпараллельными прожилками, включающими зерна и агрегаты этих минералов. Протяженность линз 1–2 м, мощность 0,15–0,25 м; в некоторых жилах отсутствует сфалерит. По данным химического анализа бороздовых проб, среднее содержание свинца составляет 0,23%, меди – 0,06% [335]. Недалеко от проявления в филлитовидных сланцах установлена маломощная (0,2 м) субсогласная зона окварцевания и пиритизации (более 20% сульфидов). Пробирным анализом здесь установлено золото (1,2 г/т) и серебро (11,4 г/т), спектральным – повышенные содержания вольфрама (более 1%), висмута (0,01%), ниобия (0,002%) [67].

Проявление р. Бадьяган (II-1-40) находится в истоках одноименного ручья среди амфиболовых плагиогнейсов няровейской серии. Здесь

установлено около десятка кварцевых и кварц-карбонатных жил мощностью от 1 до 20 см с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Наиболее крупная из них приурочена к контакту существенно хлоритовых сланцев с микроклин-пертитовыми гранитами; по простиранию она прослежена семью канавами на 90 м. Жила характеризуется «поясовым» строением, обусловленным залеганием в альбандах мелкозернистого кварца с вкрапленностью галенита; центральная ее часть сложена перекристаллизованным карбонатом. Общая мощность жилы – 0,65 м; мощность «кварцевой полосы» в лежачем боку 0,12–0,15 м; в висячем – 0,20–0,25 м; ширина центральной (карбонатной) части – 0,3 м. Галенит и сопровождающий его халькопирит представлены либо интенсивной вкрапленностью (более густой в лежачем боку), либо удлинненными («струйчатыми») линзочками и прожилками. По данным химического анализа, содержание свинца в породе достигает 2,14%.

Проявление Ручей Мраморный (II-1-19) расположено на одноименном притоке р. Большой Харбей, локализовано в парапородах минисейшорской свиты, юго-восточнее прорванных гранитоидами. Сланцы сечет кварц-баритовая жила с сульфидной минерализацией и занорышами мелкого (1–2 мм) прозрачного горного хрусталя. Она обнажена на протяжении 2 м, мощность – 25–30 см. Галенит-сфалеритовая минерализация (в ассоциации с незначительным количеством пирита и халькопирита) локализуется вокруг скоплений барита. Спектральный анализ показывает следующие концентрации элементов в руде: Pb – до 1%, Zn – более 1%, Cd – до 0,03%, Ag – до 60 г/т. По данным химического анализа штучных проб, содержание Pb – до 5,6%, Zn – до 8,5%, TR – до 0,027%. Юго-восточнее в трещине отрыва (с обилием обломков вмещающих пород) размещается минерализованная кварцевая жила мощностью 2 м и протяженностью 10 м; рудные минералы – халькопирит, галенит, сфалерит, пирит. Спектральным анализом обнаружены (%): Pb – 1; Cu – 0,4; Zn – 0,2, Ag – 6 г/т [282]. Бедная прожилково-вкрапленная минерализация (свинец, цинк) установлена также в ряде других кварцевых жил (ПМ I-1-19, 23, 34; I-2-8; II-1-1, 21, 22).

Свинцово-цинковую скарновую формацию представляет проявление Свинцовое (II-1-29) в правом борту долины одноименного ручья. Скарновые залежи установлены здесь И. Л. Соловейчиком в 1951 г.; впоследствии минералогические исследования проводились Д. Н. Литошко (1998 г.), околорудные изменения изучались Северной НИГЭ УГГУ [311]. Объект сложен слюдисто-кварцевыми, кварц-амфибол-серицитовыми и кварц-альбит-хлоритовыми сланцами верхнехарбейской свиты. Оруденение локализовано на контакте гнейсированных роговообманковых диоритов и аповулканогенных сланцев. Выделяется «мраморно-лептитовый горизонт» с парагенезисом минералов, близким к скарнам; по последним развиваются более поздние березиты [334]. Опоискованы четыре кварцевые жилы и две скарновые залежи, развитые по метавулканитам. Жилы прослежены на 190 м, мощность их – 0,07–3,1 м. Скарновые зоны расположены цепочкой и имеют северо-западное простирание при северо-восточном падении. Длина северной залежи – 260 м, южной – 150 м; мощность 0,8–4,7 м. Основным рудным минералом скарнов является галенит, составляющий 89–99% от

массы сульфидов; встречаются также сфалерит, пирротин, халькопирит, пирит. Химический анализ бороздовых проб показал низкое содержание свинца – до 0,7%. По данным СНИГЭ УГГУ, концентрация этого металла в минерализованных скарнах составляет от 0,0129 до 1,3887% (определения выполнены рентгеноспектральным методом).

**Молибден.** Основные концентрации данного металла на характеризуемой площади (одно месторождение, три проявления и более десятка пунктов минерализации) связаны с вольфрам-молибденовой грейзеновой формацией. Малое месторождение Харбейское (П-1-32) находится в 2,5 км выше устья руч. Молибденитовый, левого притока р. Большой Харбей; открыто в 1944 г. Г. П. Софроновым при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000. Ранее эксплуатировалось, но было законсервировано в связи с удаленностью от транспортных путей и сложностью горно-геологических условий. Рудное поле (площадью 6 км<sup>2</sup>) сложено метаморфизованными в зеленосланцевой фации среднерифейскими вулканогенно-осадочными породами (няровейская серия), которые прорваны гранитоидами сядатаяхинского и диоритами харбей-собского комплексов. Здесь фиксируются два субмеридиональных разлома, неоднократная активизация которых, по-видимому, определила формирование даек, магнетитовых скарнов и кварцевых жил с молибденитом. Наиболее богатое оруденение связано с последними; жилы сосредоточены в субмеридиональной полосе (шириной от 700 м на юге до 100 м на севере) «гнейсированных» кварцевых диоритов. Значительные скопления молибденита установлены в лежащем боку долеритовых даек, по мнению В. Н. Охотникова, выполняющих роль своеобразных экранов на пути циркуляции рудоносных растворов. Более тысячи кварцевых жил и прожилков образуют линейный штокверк, в котором оконтурена минерализованная зона протяженностью 750 м; максимальная ее мощность – 150 м.

В пределах зоны выделяются четыре «подзоны», отличающиеся насыщенностью жил, их мощностью, степенью концентрирования и морфологией рудных минералов. Пригодными для промышленной отработки являются жилы Главная, Ветвистая, Двойная, Новая. Молибденит преимущественно мелкочешуйчатый, его агрегаты располагаются по трещинам. Крупно-среднечешуйчатые разности развиты главным образом в зальбандах и пережимах кварцевых жил, представлены прожилками, гнездами, или мономинеральными оторочками мощностью до 3 см. Тонкочешуйчатый (менее 1 мм) молибденит присутствует исключительно в реликтах вмещающих пород – среди жилок, скоплений слюд, мелкозернистого кварца и в междужильных пространствах. Околорудные изменения выражены площадной эпидотизацией и мусковитизацией (грейзенизацией) вмещающих метаморфических пород; количество серицита (мусковита) достигает на отдельных участках 15–20%. Вдоль зальбандов рудных жил проявлена локальная турмалинизация.

Рудоносные жилы обычно представлены кварцем с подчиненным количеством кальцита, мусковита, хлорита и незначительной примесью биотита, турмалина, флюорита, граната. Из рудных минералов преобладает

молибденит, ему сопутствуют пирротин, халькопирит, реже шеелит; встречаются пирит, сфалерит, висмутин, галенит, самородная медь, висмут и золото, а также борнит, сульфосоли, сульфотеллуриды, касситерит. Гипергенные минералы (развитые до глубины 10 м) представлены мельниковитом, марказитом, повеллитом, азурином, малахитом, купритом, лимонитом. Максимальная концентрация молибдена, по результатам химических анализов двух технологических проб, составляет 1,32 и 1,5%. Средние содержания полезных компонентов в рудах Харбейского месторождения: Mo – 0,137%, WO<sub>3</sub> – 0,037%, Cu – 0,024%. Кроме того, в них присутствуют благородные металлы (Au – до 0,5 г/т, Pt – 0,2–1,2 г/т, Ag – до 10 г/т) и олово (в среднем 100 г/т). По данным специализированного опробования кварцевых жил с молибденитом, содержание золота в них составляет 0,02–0,72 г/т [299]. Проведенные **Re-Os изотопные исследования** показали низкие концентрации Re в мономинеральных фракциях крупночешуйчатого молибденита из кварцевых жил – от 0,463 до 14,12 г/т (в одной пробе – 30,66 г/т); в молибдените из гнейсовидных диоритов – 7,36–9,812 г/т. Re-Os датировки молибденита из кварцевых жил образуют возрастной кластер 497–545 млн лет [132]. Авторские запасы молибдена Харбейского месторождения составляют 15 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> – 11 тыс. т; ресурсы категории P<sub>2</sub> одноименного рудного поля оценены в 30 тыс. т.

Проявление Лонготъюганское-I (I-1-88) находится на правом берегу р. Лонготъёган у вершины с отм. 453 м [191]; здесь сядатаяхинские граниты прорывают диориты и габбро харбей-собского комплекса. На контакте с гранитами вмещающие породы гнейсированы. Из 54 рудоносных жил большинство сосредоточено на одном из участков, где образует сочетание, подобное штокерковому; жилы чаще расположены вдоль сланцеватости или слоистости, по составу они кварцевые, эпидот-кварцевые или кварц-полевошпатовые. Максимальное скопление молибденита устанавливается вблизи пережимов, расщеплений на прожилки, а также в замках мелких складок. Кроме того, этот минерал встречается в виде вкраплений и гнезд в аплитах и приконтактовых плагиоклаз-амфиболовых гнейсах. Другие рудные компоненты представлены пирритом, пирротином, реже халькопиритом. Метасоматические преобразования выражены пропилитизацией и грейзенизацией. Типоморфными геохимическими элементами руд являются **Mo, Sn, Pb, Be**. **Выполненные нами радиоизотопные исследования** показали сходные с Харбейским месторождением возрастные характеристики оруденения: Re-Os изохрона по молибдениту дает значение 548±20 млн лет. Можно полагать, что проявление имеет значительный эрозионный срез, так как руды характеризуются малым отношением Cu/Mo; в них также отсутствует серебро, характерное для верхних частей типовых месторождений [311].

Проявление Бадьяеганское (II-1-31), расположенное на правом берегу р. Большой Харбей, представлено серией редких маломощных (10–15 см) и коротких (20–75 м) жил кварцевого и кварц-полевошпатового состава, имеющих северо-восточное простирание и залегающих в плагиоклаз-амфиболовых гнейсах. Отдельные кварцевые жилы несут богатое молибденовое

оруденение; сопутствующие рудные минералы – халькопирит, пирит, борнит. Первый из них образует как отдельные зерна, так и скопления или тонкие «полоски» в зальбандах жил. По данным химического анализа 11 бороздовых проб, содержание молибдена достигает 0,028%, меди – от 0,12 до 2,91%, установлена трехокись вольфрама (до 0,05%). В составе молибденита выявлены (г/т): свинец – 70, селен – 74, теллур – 5; рений не определялся. Перспективы объекта оцениваются отрицательно.

На проявлении Сальтальбинское (I-1-43) минерализация приурочена к восточному крылу небольшой антиклинали, сложенному углистыми сланцами, мраморизованными известняками и прорывающими их телами гранитоидов сядатаяхинского комплекса. Биотит-роговообманковые гнейсы на контакте с кислыми магматитами обогащены гранатом. Оруденение локализовано в жилах гранит-аплитов и представлено двумя морфологическими типами: редкой вкрапленностью молибденита вдоль эндоконтактов и тонкими (1–2 см) секущими прожилками агрегатов этого минерала. В обоих случаях минерализация связана с зонами рассланцевания и трещинами. Постоянно встречаются пирротин, пирит, реже халькопирит и галенит. Измененные породы представлены в основном роговиками и пропилитами. Слабое развитие грейзенизации, малое количество рудоносных жил и небольшая их протяженность, низкие содержания полезных компонентов свидетельствуют о значительном эрозионном срезе и бесперспективности данного проявления на молибден [311]. К той же рудной формации отнесен ряд пунктов молибденовой минерализации в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах (ПМ II-1-2, 33, 49; II-2-14, 20, 24). Молибденит в единичных зернах также фиксировался в микроклин-пертитовых гранитах (ПМ I-1-31, II-1-83), пегматитах (ПМ II-2-22, 29) и даже амфиболитах (ПМ II-2-18).

Проявление Немурюганское-II (I-1-66), **имеющее контактово-метасоматический генезис**, расположено в правом борту долины одноименного водотока. Оруденение приурочено к контакту мраморизованных известняков немурюганской свиты верхнего рифея с гранит-порфирами сядатаяхинского комплекса. Оно локализовано в шести скарновых залежах, состоящих из эпидота, граната, хлорита, амфибола и магнетита. Продуктивные тела имеют северо-восточное простирание и падение на юго-восток под углом 40–45°. Из рудных минералов, кроме магнетита, отмечаются молибденит, вольфрамит, пирротин, халькопирит, пирит. Протяженность минерализованных зон – от 50 до 180 м, мощность – 0,5–2,3 м. Содержания полезных компонентов (%) невысоки: Cu – до 0,01; Mo – до 0,34; Sn – до 0,06; W – до 0,01; оруденение практического интереса не представляет [311]. Со скарнами связаны также пункты молибденитовой минерализации II-2-16, 21, 27.

**Алюминий.** Бокситоносность рассматриваемой площади (пять проявлений, пять пунктов минерализации) связана преимущественно с палеозойскими терригенно-карбонатными образованиями Щучьинского синклинория, где в результате многолетних поисковых работ (с 1968 г.) выявлен ряд перспективных объектов – главным образом бокситовой карбонатной

формации. Проявление Лаборовское (I-2-28) приурочено к карбонатным породам эйфельского возраста (известняковая толща), слагающим рифогенный массив Янгана-Пэ общей площадью 7 км<sup>2</sup>. В низах продуктивного разреза («нижний бокситовый горизонт») среди светло-розовых известняков канавами вскрыта гнездообразная залежь вишнево-бурых бокситов мощностью около 2,5 м; контакт с отложениями кровли тектонической. Руды представлены мелкообломочными или «плотными яшмовидными» породами. Разрез нижнего эйфеля заканчивается трещиноватыми, часто брекчиевидными известняками, неравномерно окрашенными в красноватые тона; общая мощность нижеэйфельских известняков не менее 400 м. Более высокая (верхнейфельская) часть разреза («верхний бокситоносный горизонт») сложена в основании известняковыми брекчиями и конгломератами, сменяющимися битуминозными тонкослоистыми известняками.

На контакте нижеэйфельских и верхнейфельских известняков канавами и скважинами вскрыты гнездообразные залежи бокситов невыдержанной мощности и переменного состава. Бокситы вишнево-бурые плотные, с обломочной или мелкобобовой структурой, часто трещиноватые; граница их с известняками подошвы резкая. Толщина этой залежи весьма изменчивая и не превышает 4 м. На ней залегают более выдержанные по мощности (в среднем около 5 м) зеленые бокситы с мелкобобовой или однородной пелитоморфной структурой. Перекрываются они вишневыми или светло-зелеными кремнистыми сланцами, сменяющимися битуминозными известняками.

На флангах органогенного массива в основании рудных тел отмечены плотные аргиллитоподобные черные бокситы, содержащие битумы (типа керита) и связанные с вишнево-бурыми разновидностями постепенными переходами [302]. Бокситы обоих горизонтов представляют собой низкокачественную руду с высоким содержанием кремнезема, железа и карбоната кальция. Минералы свободного глинозема фиксируются в основном в виде диаспора и бемита. Железо представлено гематитом, алюмосиликаты – каолинитом и хлоритом, присутствующими во всех разновидностях; реже встречаются монтмориллонит и гидрослюды, иногда отмечается диккит. Красные бокситы, как правило, качественнее зеленых и черных. При этом наблюдается незначительное, но закономерное «улучшение» руд от кровли к подошве продуктивного слоя. Верхний горизонт в виде прерывистой залежи прослежен горными выработками на 5 км вдоль южного склона хр. Янгана-Пэ; суммарная протяженность линзовидных залежей – 2,4 км при средней мощности 2–3 м [302].

Технологические испытания показали, что руды Лаборовского проявления относятся к высококремнистым (преобладающие марки Б-4 и Б-5) удовлетворяют требованиям промышленности и не вызывают сложностей при переработке. Они пригодны для производства глинозема и огнеупоров, однако запасы кондиционных бокситов невелики (в авторской оценке – 842 тыс. т) [302]. Кремневый модуль в среднем равен 3, среднее содержание глинозема – 45%.

Восточнее описанного объекта находится проявление Хохорейское (I-3-13). Оно образовано бобово-обломочными вишнево-бурыми каменис-

тыми бокситами, залегающими на закарстованной поверхности эмско-раннеэйфельских известняков и согласно перекрытыми темно-кофейными битуминозными известняками позднего эйфеля. В других местах бобово-обломочные буро-красные и серо-зеленые бокситы залегают непосредственно под рыхлыми четвертичными отложениями на амфипоровых известняках. По такому положению в разрезе рудная залежь может быть сопоставима с «субровским» горизонтом; мощность ее – 0,7–4 м, полная протяженность не установлена. Бокситы относятся к бемит-диаспоровому типу и содержат (%):  $Al_2O_3$  – от 44,64 до 55,82;  $SiO_2$  – в среднем 10,1;  $Fe_2O_3$  – в среднем 22,43; кремневый модуль изменяется от 2,36 до 5,4. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  оцениваются в 500–750 тыс. т [287].

Проявление Неруцьяхинское (I-3-11) находится в 5 км севернее предыдущего. Оруденение локализовано на контакте разного вида органогенных известняков внутри рифогеного массива протяженностью около 1 км. Руды представлены в основном низкосортными вишнево-красными бокситовыми песчаниками с содержанием глинозема до 27,6% при кремневом модуле 1,2. Одной канавой (из шести) вскрыта линза бокситов мощностью 1,7 м и протяженностью около 5 м. В Щучьинском синклинии, кроме того, известны пункты минерализации с обломками девонских бокситов либо их линзами в известняках (ПМ I-3-2, 3, 14, 17, 18).

Гораздо менее распространены там объекты, представляющие раннекаменноугольный уровень бокситонакопления и относимые к бокситовой терригенной формации. Проявление Ензорское (I-3-6) приурочено к верхам карбонатно-песчаниковой толщи, предположительно отождествляемой с ранним визе. Вскрытые скважинами бокситоподобные породы красnobурого цвета имеют алеврито-псаммитовую размерность, часто обладают мелкобобовой структурой. Содержание глинозема в них от 21 до 53%, количество кремнезема достигает 55%. При мощности продуктивного горизонта свыше 36 м толщина «оруденелого уровня» составляет 0,5–8,8 м, протяженность его не менее 10 км. Это феррилит-сиалитовые образования, которые могут быть сопоставлены со сходными породами бокситоносных разрезов Тимана [302]. Имеются сведения и о наличии еще одного (триасового) уровня накопления бокситов латеритного типа, однако он здесь практически не изучен. По данным В. Н. Воронова [302], бокситовидные породы мелкобобового сложения с гиббситом выявлены в средне-верхнетриасовых отложениях Северо-Сосьвинского района.

В Войкарском синклинии размещается проявление Тоупугольское (II-1-100); оно расположено вблизи железо-золоторудного месторождения Новогоднее-Монто. Изученная горными выработками карбонатная часть разреза ниже-среднедевонской тоупугольегартской толщи представлена брекчированными известняками, которые рассматриваются в качестве «подрудных брекчий», сцементированных диаспор-бемитовыми бокситами. Химический анализ 15 проб из цемента этих пород показал максимальную концентрацию  $Al_2O_3$  23,16% при  $SiO_2$  44,66% и кремневый модуль 0,54. Минимальное содержание глинозема в этих пробах – 7,03%, разброс значений  $SiO_2$  – от 19,37 до 61,51%; модуль меняется от 0,2 до 0,55 [328].

**Ртуть.** Единственное проявление ртути Тальбейское (I-2-39) относится к гидротермальному плутоногенному типу, расположено в долине руч. Красный (правого притока р. Тальбей-Яха). Оно приурочено к покрову базальтов, перекрытых осветленными кремнистыми аргиллитами той же янганапэйской толщи силура вблизи контакта с диоритами юнъягинского комплекса. Канавами были вскрыты зоны тектонических брекчий (по базальтам) мощностью до 38 м и протяженностью до 1200 м, вмещающие гнездообразную и вкрапленную минерализацию киновари в ассоциации с шеелитом. Значительная часть киновари сосредоточена в тонких кварц-карбонатных прожилках. Мелкая вкрапленность этого минерала наблюдается и в слабоизмененных базальтах. В минеральный состав руд кроме киновари входят пирит, а также (в редких зернах) метациннабарит, галенит, шеелит, барит, флюорит и молибденит, иногда в ассоциации с битуминоидами (грагамит), обычно встречающимися в кварц-карбонатных прожилках. По данным минералогического анализа, содержание киновари в искусственном шлихе изменяется в диапазоне 1,04–4,02 кг/т. Установленная химическим анализом бороздовых проб концентрация ртути – 0,002–0,129%. Убогая прожилково-вкрапленная минерализация киновари отмечается и восточнее проявления – в ПМ I-3-15.

**Мышьяк, молибден, золото.** Проявление Реальгаровое (II-1-84) обнаружено на левобережье р. Лаптаёган в 2001 г. при прогнозно-поисковых исследованиях. Оно изучалось электроразведочными, геохимическими, горными и буровыми работами [344, 397]. Выявлена сложная куполовидная структура размером 800×1200 м, центральная часть которой образована гранитами евьяганского комплекса. Вмещающие кварц-биотит-полевошпатовые кристаллосланцы лаптаюганской свиты окварцованы и мусковитизированы, часто несут вкрапленность молибденита (кристаллы размером от долей мм до 5 мм). На крыльях структуры по кристаллосланцам и гнейсам нередко развиты полевошпат-кварцевые метасоматиты с неравномерной, очень тонкой сульфидной минерализацией (от 1 до 12%). Падение этих тел пологое (5–25°) в направлении от центра структуры; мощность – от первых метров до 12 м. Характерно широкое проявление реальгаровой минерализации, которая почти непрерывным полукольцом окаймляет брахиформу с северо-востока, востока и юга. Реальгар в процентном отношении немногим уступает пириту, а иногда даже превалирует, составляя до 3% объема породы [344]. Среди пылевидных сульфидов выявлены также пирротин, киноварь, редкие включения арсенопирита, антимонита, галенита, блеклых руд. Реальгар обычно развивается по плоскостям сланцеватости, часто по секущим трещинам; представлен как отдельными игольчатыми кристаллами (размером до 3 мм), так и мелкозернистыми агрегатами. В ряде случаев им выполнены жилы мощностью до 5 см. Из вторичных минералов характерны аурипигмент, скородит, метациннабарит. В жиле плагиогранитов отмечена тонкая вкрапленность молибденита. Содержание молибдена в метасоматитах иногда достигает 0,35%, золота – 0,1 г/т. Граниты также бывают слабозолотоносны – до 0,1 г/т (пробирный анализ).

**Бериллий.** На территории известно четыре небольших объекта с ведущей ролью данного металла; все они относятся к формации *бериллиеносных флюорит-слюдистых метасоматитов*. Проявление Орлиное (I-1-86) расположено на берегу одного из правых притоков р. Немурьеган; открыто в 1971–1972 гг. С. Г. Караченцевым. На участке пройдена канава для вскрытия зоны бериллиеносных метасоматитов в коренном залегании. Последние связываются с разрывным нарушением, проходящим по контакту плагиогранитов сядатаяхинского комплекса с парасланцами верхнехарьбейской свиты. Зона грейзенизированных пород субсогласна с направлением контакта, имеет мощность 70–75 м и прослежена на 350 м [282]; в метасоматитах отмечены флюорит, сфен, берилл, редко ферберит. В секущих кварц-полевошпатовых жилах в незначительных количествах присутствует фенакит (размер кристаллов 0,03–0,3 мм), а на их выклинивании по восстанию – шеелит. По результатам химического анализа бороздочных проб, содержание окиси бериллия колеблется от 0,0244 до 0,53%, лишь незначительно превышая минимальное промышленное (0,4%); в канаве зафиксировано два таких интервала шириной соответственно 1 и 0,2 м. Количественный спектральный анализ показывает в грейзенизированных породах повышенное содержание церия – до 0,035%, лантана – до 0,026%, олова – до 0,0093%. Учитывая тектонический контроль минерализованной зоны, вполне вероятно ее распространение на глубину.

Проявление Трудное (I-1-37) также **приурочено к гранитам сядатаяхинского комплекса**. Минерализация бериллия, тория и редкоземельных элементов локализуется в «залеченных» трещинах измененных гранит-порфиров, где с кварцем ассоциируют пирит, серицит, флюорит. Здесь же установлена уран-ториевая аномалия. Химический анализ штучных проб показал следующие содержания полезных компонентов (%): Be – 0,095; Th – 0,09; U – 0,03;  $\Sigma TR_2O_3$  – 0,47. В отношении урана и тория проявление считается бесперспективным, на редкие земли и бериллий требуются дальнейшие исследования [373]. Кроме названных проявлений убогое бериллиевое оруденение установлено в ПМ I-1-30 и I-1-28.

**Тантал, ниобий.** Тантал-ниобиевое оруденение сконцентрировано в трех месторождениях и трех проявлениях. В первых, кроме того, имеются значительные запасы олова как попутного компонента. Установлено также пять пунктов редкометалльной минерализации. Впервые металлоносные щелочные метасоматиты были установлены А. В. Цимбалюком в 1959 г. в бассейне р. Лонготъёган; в 1960–1967 гг. наиболее крупные объекты разведывались Тюменским ГУ. Генезис и возраст месторождений до сих пор являются спорными; в настоящее время большинство исследователей относит оруденение к редкометалльно-редкоземельной апогранитовой формации.

Месторождение Тайкеуское (I-1-76) расположено на водоразделе рек Лонготъёган и Крестовая. Оно локализовано в одноименном бескорневом массиве лейкократовых микроклиновых гранитов, выделяемых сейчас в

составе сядатаяхинского комплекса. В обрамлении массива развиты апо-вулканогенные зеленые сланцы минисейшорской свиты среднего рифея. Разгнейсованные граниты вмещают тела кварц-микроклиновых и слю-дисто-кварцевых альбититов, содержащих вкрапленную тантал-ниобие-вую минерализацию. Метасоматиты обычно залегают в подошве массива, ближе к его восточным границам; рудоносные квальмиты могут разви-ваться и у экзоконтакта – по гранитизированным зеленым сланцам [190]. Минерализованная зона имеет северо-восточное простирание; ширина ее – до 250 м, протяженность – до 1000 м. Квальмиты обладают мелко-среднезернистым строением, состоят (%) из кварца (20–40), микрокли-на (10–20), альбита (20–30) и мусковита (ферроалюминоселадонита) – 10–30; по химизму соответствуют субщелочным гранитоидам [242, 245, 250]. На месторождении разведано рудное тело седлообразной формы; протяженность его – 800 м, мощность в западном крыле – 25–40 м, в восточном – 60–100 м. Руды вкрапленные, фергусонит-пирохлор-колум-битового (самарскит, малакон) состава; главным минералам сопутствуют торит, алланит, берилл, флюорит, касситерит, магнетит, гематит и сульфиды. Среднее содержание полезных компонентов в руде (%):  $Ta_2O_5$  – 0,0148;  $Nb_2O_5$  – 0,113; Sn – 0,068; Zn – 0,48; F – 1,43. Спектральным анализом установлены повышенные концентрации: Ti – до 3 %; Cu – до 0,3 %; Mo – до 0,03 %; Bi – до 0,6 %; Ag – до 10 г/т. Атомно-абсорбционный анализ выявил аномальное содержание золота (до 3,44 г/т) в зонах прожилкового окварцевания катаклазированных гранитов, наложенного на грейзенизацию [397]. Возраст оруденения до последнего времени считался позднепалео-зойским. Недавно получены новые изотопные датировки U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) из метасоматических гранитов и рудовмещающих кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов [367]; а также установлен радиологический возраст рудных минералов [244, 248, 249]; эти данные свидетельствуют о более древнем (поздневендско-среднекембрийском или ордовикском) времени минерализации. По состоянию на 1.01.2011 г. для месторождения утверждены забалансовые запасы олова, которые при среднем его содержании 0,05% составляют: руда–34 093 тыс. т, металл – 17,646 тыс. т (Балансы, 2011). Авторская оценка запасов тантал-ниобиевых руд (категории B + C<sub>1</sub> + C<sub>2</sub>) – 38554,4 тыс. т, а запасы основных рудных компонентов составляют (тыс. т):  $Ta_2O_5$  – 5,706;  $Nb_2O_5$  – 43,566. В целом по Тайкеускому рудному полю авторские запасы редких металлов и со-путствующих элементов следующие (тыс. т):  $Ta_2O_5$  – 6,90;  $Nb_2O_5$  – 55,1;  $TR_2O_3$  – 12,2; SnO – 16,7 [341]; на балансе в настоящее время они не числятся. Месторождение оценивается как крупное по танталу и ниобию и среднее по олову.

Месторождение Усть-Мраморное (I-1-73) находится в 6 км севернее вышеописанного объекта. В гранитизированных сланцах минисейшорской свиты установлена субширотная зона кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов длиной до 600 м при мощности 150–250 м; на северном и восточном флангах она расщепляется, на западном и южном срезается разломом. Согласно с общей структурой, зона наклонена на юго-запад и выклинивается по падению; в средней части флексуобразный изгиб

разделяет ее на два «блока»: крутопадающий восточный и пологопадающий западный. В метасоматитах иногда наблюдается дифференциация зернистого агрегата: среди полевых шпатов (пертит, альбит, очковый микроклин) обособляются гранобластовые прожилки кварца и слюд с хлоритом, эпидотом, флюоритом – как дискордантные, так и параллельные метаморфической полосчатости [243]. Главные рудные минералы – малакон, фергусонит, пирохлор, иттриевый плюмбопирохлор, колумбит, ферриторит, касситерит, сфен, ортит. Среднее содержание полезных компонентов (%):  $Ta_2O_5$  – 0,02;  $Nb_2O_5$  – 0,16;  $\sum TR_2O_3$  – 0,1. По авторской оценке суммарные разведанные запасы составляют (тыс. т): руда – 5585;  $Ta_2O_5$  – 0,9;  $Nb_2O_5$  – 7,3;  $\sum TR_2O_3$  – 4,4; месторождение классифицируется как среднее по танталу–ниобию и малое по олову [341]. В настоящее время на объекте учитываются только забалансовые запасы олова (тыс. т): руда – 4585, металл – 4,0 (при среднем его содержании 0,09%).

Месторождение Лонготьюганское (I-1-87) расположено в 7 км юго-западнее слияния рек Лонготьюган и Немурьеган; локализовано в северо-восточном эндоконтакте гранитной интрузии, прорывающей пара- и ортосланцы верхнехарбейской свиты среднего рифея. Рассланцованные флюоритсодержащие граниты вмещают кварц-альбит-мусковитовые, кварц-альбитовые и альбитовые метасоматиты, прослеженные на 400 м в северо-западном направлении; мощность зоны – до 20 м. В целом метасоматиты подобны аллохимическим рудоносным образованиям вышеописанных редкометалльных месторождений [303]. Выделяемая здесь минерализованная зона (мощностью 5–7 м) содержит более высокие концентрации полезных элементов; признаков ее выклинивания с глубиной не отмечается. Среднее содержание тантало-ниобатов в рудах составляет 0,43%; из них на фергусонит приходится почти половина, на U-пирохлор – более трети, на колумбит и самарскит – 16%. К сопутствующим минералам относятся касситерит, циркон, торит, флюорит; гораздо реже встречаются галенит, сфалерит и пирит. Редкие земли (преобладает иттриевая группа) содержатся в основном в фергусоните, пирохлоре и самарските. Авторские запасы категории  $C_2$ :  $Ta_2O_5$  – 0,639 тыс. т,  $Nb_2O_5$  – 5,228 тыс. т,  $TR$  – 3,418 тыс. т; считалось, что две трети их подходят для открытой разработки. Промышленное освоение месторождения в разведанных границах признано нецелесообразным, но интерес вызывают более глубокие горизонты (ниже 300 м), где вблизи лежащего контакта интрузии могут быть обнаружены мощные зоны рудоносных альбититов. Исходя из величины запасов, оно отнесено к среднему по танталу–ниобию и малому по олову. Перспективы месторождения связываются с разведкой флангов и глубоких уровней [341]. На 1.01.2011 г. здесь учтены забалансовые запасы олова (тыс. т): руда – 4,206; металл – 1,763, при среднем содержании полезного компонента 0,04% (Балансы, 2010).

Проявление Немурюганское-I (I-1-85) сложено дислоцированными метаморфитами верхнехарбейской свиты, вмещающими небольшие тела кислых пород (граносиенитового состава) и микроклинитов. По гранитоидам локально развиты маломощные (2–4 м) квальмиты, нередко с примесью мусковита и флюорита [303]; участок характеризуется обилием мелких

тектонических трещин. Минерализованная зона, круто падающая на восток, прослежена с севера на юг на 640 м, скважинами оруденелые породы вскрыты на глубину до 100 м. Размеры рудных залежей незначительные. Минеральный состав руд (%): колумбит 0,02–0,45; фергусонит 0,1–0,5; пироксид 0,005–0,18; касситерит 0,05–0,2; ферритерит 0,1–0,3; малакон 0,7–1,8; магнетит + гематит 0,08–0,8; сфалерит 0,03–0,25; ортит 0,01–0,12. Химическим анализом 18 бороздовых проб установлены следующие средние содержания (%):  $Ta_2O_5$  – 0,0186;  $Nb_2O_5$  – 0,1494; сумма  $TR_2O_3$  – 0,0743; Sn – 0,0449; V – 0,0138; Th – 0,0358;  $ZrO_2$  – 0,523. Запасы полезных компонентов на объекте не подсчитывались; сведений о прогнозных ресурсах высоких категорий нет.

Проявление Крестовое (I-1-84), расположенное в каре на правом берегу одноименной реки, обнаружено в 1959 г. А. В. Цимбалюком. Сложено карбонатизированными мусковит-хлорит-кварц-альбитовыми сланцами няровейской серии, вмещающими небольшие (1,5–8 м) пластообразные тела альбитизированных и грейзенизированных порфировидных микроклинпертитовых гнейсогранитов с редкометалльной минерализацией вкрапленного типа. Из рудных минералов зафиксированы фергусонит, колумбит, касситерит, циркон, танталит, малакон. Спектральный анализ показал также присутствие следующих элементов (%): Pb – до 0,1; Cu – до 0,006; Zn – 0,003–0,03; W – 0,06–0,1; Ga – до 0,003; Be – 0,003–0,01; Y – до 0,003; Yb – 0,01–0,03; Ce – до 0,03 [106].

Редкоземельно-редкометалльная минерализация установлена и на правом берегу р. Большая Хадата, где выявлено проявление Бурное (I-1-42). По геологической обстановке и характеру оруденения оно близко к упомянутому выше объекту. На участке размером 4,4×30 м в гранитоидах наблюдается мелкая бедная вкрапленность рудных минералов, а во вмещающих гранитизированных метапесчаниках – богатая прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Рудные минералы – халькопирит, малахит, молибденит, торит, апатит, магнетит; встречаются редкие знаки пирита, флюорита, циркона. Максимальные содержания, установленные спектральным анализом (%):  $\Sigma TR$  – 0,05; Pb – 0,03; Zn – 0,3; Sn – 0,01; Ta – 1; Zr – 0,1; Nb – 0,03 [373]. Рудоносные альбититы отмечены также в пяти пунктах минерализации (II-1-9, 48, 56, 57, 77).

**Редкие земли.** Впервые редкоземельная минерализация обнаружена Т. К. Кожиной в 1955 г.; тогда же выявленные объекты исследовались О. А. Алешковой. Оруденение, относимое к редкоземельно-редкометалльной апогранитовой формации, представлено на территории двумя проявлениями и четырьмя пунктами минерализации. Проявление Яршорское (II-2-19) расположено на правом берегу руч. Яршор. Здесь среди кристаллосланцев и гнейсов верхнехарбейской свиты отмечаются субсогласные тела гранитоидов сядатаяхинского комплекса. На этом участке А. К. Афанасьевым выявлена существенная концентрация редкоземельных элементов; при заверке геохимических аномалий установлены содержания рудогенного уровня (%): Y –  $50 \times 10^{-3}$ , Nb –  $70 \times 10^{-3}$ . По результатам профильного опробования коренных пород выделены две минерализованные

зоны протяженностью до 500 м и мощностью 20–30 м. Наибольшее суммарное содержание редких земель цериевой группы (0,042%) зафиксировано в гранитизированных парасланцах, включающих частые «прослои» эпидот-амфибол-биотит-плагиоклазовых пород. Из акцессорных минералов обычны ортит, апатит, сфен. Помимо гранитизации (порфиروبластический микроклин) наложенные процессы выражены инъекционным окварцеванием; вдоль тектонических трещин отмечается слабое проявление натриевого метасоматоза (вероятно, нескольких генераций), что фиксируется агрегатами густо окрашенного биотита и щелочного амфибола, а также гематитизацией и более поздней альбитизацией. Отмечается и появление флюорита – как в массе пород, так и в кварц-карбонатных прожилках.

Проявление Трудновское (I-1-36) установлено Хадатинской ПСП (1960–1964 гг.) в среднем течении руч. Трудный, притока р. Саль-Тальба. Оруденение приурочено к телам гранит-порфиров, прорывающим сланцы няровейской серии. В рассланцованных гранитоидах установлено семь субмеридиональных зон окварцевания с сульфидной минерализацией. Эти породы часто хлоритизированы, серицитизированы, иногда флюоритизированы. Рудные минералы – пирит, пирротин, арсенопирит, апатит, циркон, сфен, торит, ортит, гадолинит, рутил. Ширина минерализованных зон – от 20 до 120 м. По данным химического анализа, сумма редких земель составляет 0,07–0,51%, в том числе Y – 0,03–0,1%; Yb – 0,01–0,03%; содержание других элементов (%): Sc – до 0,01; Mo – до 0,001; Pb – до 0,1; As – до 0,01. Проявление оценено отрицательно из-за незначительных масштабов оруденения. В известных пунктах минерализации (I-1-57, I-2-19, II-1-65, 74) редкоземельные элементы установлены в составе акцессорных минералов гранитов и пегматитов.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Эту подгруппу на территории характеризуют золоторудные и золотороссыпные месторождения, проявления, пункты минерализации, шлиховые потоки, а также пункты платиноидной минерализации.

**Золото.** Собственно золотые коренные объекты представлены одним месторождением, 11 проявлениями и 24 пунктами минерализации. Они относятся к четырем рудным формациям.

Наиболее широко распространены объекты золото-сульфидно-кварцевой формации. Месторождение Петропавловское (II-1-113), выделенное в 2004 г. из состава месторождения Новогоднее-Монто (см. ниже), отвечает «объему» минерализованной зоны Западная; последняя контролируется субмеридиональным разломом и имеет протяженность 2700 м. Центральная ее часть (длиной 1100–1200 м и шириной до 200 м) представляет собой субвертикальный штокверк в гидротермально измененных вулканитах и терригенных породах на контакте с гранодиоритами собского комплекса, прорванными дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров мусюрского комплекса. На участках рассланцевания развиты березиты и пропилиты, вмещающие прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию, а

также золотоносные кварцевые жилы и сетчатые прожилки. Установлены, кроме того, маломощные (1–2 м) альбит-кварцевые, реже кварц-альбитовые жилы с золото-серебряным оруденением. Рудные тела представлены серией сложно сочленяющихся продуктивных «линз» с содержанием золота от минимального бортового (0,5 г/т) до первых десятков г/т. Наиболее выдержанным является тело, приуроченное к восточному контакту андезибазальтов тоупугольской толщи, выходящих на дневную поверхность в северной части штокверковой зоны (здесь ее ширина 40–60 м). Вертикальная мощность тела, по данным бурения, от 20 м на севере до 120 м на юге. Вдоль контакта с интрузией до глубин 150–250 м прослежены березитоподобные метасоматиты, имеющие крутое восточное падение; содержание золота во всех рудных интервалах здесь более 1 г/т. Основными минералами руд являются пирит и магнетит; золото очень мелкое и относительно низкопробное – 830–860, концентрации серебра незначительные. Металл преимущественно находится в свободной форме (около 50%) или (24–31%) в виде открытых сростков (цианируемых); золото, покрытое пленками и заключенное в минералах, составляет 7–8%. Распределение золота в руде неравномерное; при рядовых концентрациях 1–5 г/т встречаются резко обогащенные (до 200–420 г/т) участки, как правило, приуроченные к кварцевым жилам. Средние содержания золота по разным пересечениям (шириной от 1 до 32,1 м) колеблются от 2,6 до 11,57 г/т. Относительно малосульфидные поперечные кварцевые жилы (мощностью от 0,2 до 3 м) несут золото-теллуридную минерализацию.

В составе руд наряду с перечисленными минералами присутствуют алмаит, петцит и гессит. Экономические расчеты показывают, что описываемый объект может быть рентабельно отработан совместно со средним месторождением Новогоднее-Монто по единой технологической схеме обогащения руд при условии расширения цеха по производству щебня. Месторождение Петропавловское классифицируется как среднее; в настоящее время на балансе числятся следующие запасы: по категориям А+В+С<sub>1</sub> руда – 5618 тыс. т, золото – 8,221 т; по категории С<sub>2</sub>: руда – 740 тыс. т, золото – 14,7 т (при среднем содержании металла 1,463 г/т). Забалансовые запасы составляют 43 тыс. т руды и 0,057 т золота (Балансы, 2011). Утвержденные прогнозные ресурсы высоких категорий в целом для месторождения: Р<sub>1</sub> – 25 т, Р<sub>2</sub> – 60 т; в том числе для северного его фланга они оценены (по категории Р<sub>1</sub>) в 7,68 т, для южного – 0,16 т (Ресурсы, 2010). Запасы сопутствующего серебра категории С<sub>2</sub> составляют: руда – 6358 т, металл – 14,7 т (при среднем его содержании 2,31 г/т); забалансовые: руда – 43 т, серебро – 0,1 т. (Балансы, 2011). Месторождение подготавливается к освоению.

Поблизости от него сосредоточены три мелких объекта того же типа. Проявление Карьерное (II-1-99) выявлено при ГДП-50 в процессе детального обследования карьера строительного камня на горе Тоупугол. Золотое оруденение приурочено к зонам повышенных складчатых дислокаций в «оторочке» субмеридиональных тектонических трещин. Эти деформации затрагивают подушечные лавы андезибазальтов и (большей частью) перекрывающую их конгломерато-гравелито-песчаниковую пачку тоупугольской

свиты; стратифицируемые породы прорваны телами кварцевых диорит-порфиритов собского комплекса и более поздними долеритовыми дайками мусюрского комплекса. С зонами расланцевания сопряжены березитоиды, а также кварцевые и карбонат-кварцевые жилы, несущие убогую сульфидную вкрапленность. Протяженность крутопадающих минерализованных зон достигает 150 м, мощность – 30 м; ширина обогащенных сульфидами участков обычно 1–2 м. Эти зоны многократно пересечены с поверхности и прослежены до глубины 280–380 м.

Сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, борнит) в метасоматитах распределена неравномерно, проявлена в виде гнезд, прожилков и тонкой равномерной вкрапленности. Содержание меди достигает 2,35%, концентрация золота в целом низкая (0,2–0,5 г/т), наиболее высокие значения (до 10 г/т) установлены в жилах карбонат-кварцевого состава, мощность которых от 5 до 50 см, а протяженность – до 5 м. Кроме того, в алевролитах и песчаниках проявлена «стратиформная» сульфидная минерализация; опробование этих пород показало весьма низкие содержания золота (от сотых до десятых долей г/т). Прогнозная оценка по категории  $P_1$  – 0,27 т (Ресурсы, 2010).

Проявление Караченцева (II-1-106) примыкает с востока к Петропавловскому месторождению и считается его «структурным продолжением». Участок в основном сложен интрузиями собского и конгорского комплексов, в центральной его части обнажены породы тоупугольской толщи. Поисковые скважины на севере участка вскрыли золотое оруденение в кварц-слюдистых метасоматитах по диоритам и габбро с содержанием металла от 1,15 до 11,38 г/т. В центре проявления выявлены, кроме того, магнетитовые скарны на контакте мраморов и вулканитов; по данным кернового опробования, они содержат золото в концентрациях до 4,75 г/т. Утвержденные на 1.01.2010 г. прогнозные ресурсы золота категории  $P_1$  оцениваются в 0,49 т.

Проявление Ханмейшорское (II-1-98) расположено на правом берегу руч. Ханмейшор, в 4 км к северо-западу от месторождения Новогоднее-Монто; вскрыто четырьмя скважинами. Здесь кварцевые диориты и тоналиты собского комплекса прорывают ту же тоупугольскую толщу. В пропильтизированных магматитах зафиксирована серия кулисообразных крутопадающих зон развития карбонат-кварцевых прожилков, а также сопровождающих их кварц-полевошпатовых и кварц-карбонат-хлорит-серицитовых метасоматитов. К ним приурочена прожилково-вкрапленная сульфидная (существенно пиритовая) минерализация; наряду с пиритом в небольшом количестве присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит. Концентрация золота в минерализованных зонах варьирует от десятых долей до 4 г/т. В одной из скважин пересечен оруденелый интервал шириной 10,8 м со средним содержанием золота 2,4 г/т (от 1,62 до 3,4 г/т).

Севернее, в области выходов докембрийских метаморфитов известно еще несколько рудопроявлений и пунктов минерализации, относимых к той же рудной формации. Проявление Лабиринт (I-1-75) расположено на водоразделе рек Крестовая и Немуръеган. При маршрутном поисковом обследовании геохимических аномалий в развалах и высыпках обнаружены

окварцованные мраморы с примазками медной зелени, вкрапленностью халькопирита и блеклых руд. По данным анализа штучных проб, установлены существенные содержания золота (до 32 г/т) и серебра (до 1000 г/т и более). Линзы упомянутых доломитовых мраморов чередуются с другими породами немурюганской свиты верхнего рифея – кварцитами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами; отложения смяты в складки разного порядка. На участке фиксируется зона палеоразлома с тектоническими пластинами серпентинитов. Мраморы здесь превращены в кальцифиры, по ним развивается оталькование, серпентинизация, тремолитизация; отмечены также листовитоподобные метасоматиты, сопровождающиеся густой пирит-халькопиритовой вкрапленностью. В аншлифах иногда обнаруживаются крупные (до 1 см) выделения блеклых руд, по периферии которых располагается кубической формы пирит, полностью или частично окисленный. Первые, по данным ICP MS-анализа, относятся к серебросодержащему As-тетраэдриту; в нем отмечаются хаотично расположенные ритмично-зональные прожилки, сложенные вторичными минералами – ковеллином, а также (предположительно) партцитом и биндгеймитом. В этих прожилках (а также среди гипергенного азурита) присутствует тонкодисперсное высокопробное самородное золото. Установлены также выделения виттихенита и «микронные» включения минералов из группы теллуридов висмута. Содержание золота в пробах из 10 поисковых канав колеблется от 0,62 до 32,5 г/т.

В нескольких километрах севернее описанного объекта, в той же «штокверковой зоне» находится проявление Мраморный Замок (I-1-54). Здесь обнаружено несколько рудных скоплений (Западное, Среднее, 339, Рудная Скала и др.); контуры с промышленным содержанием золота (0,7 г/т – пробирный анализ) проведены по результатам бороздового опробования. Первое из названных рудных тел является наиболее крупным. Оно приурочено к западному контакту линзы доломитовых мраморов и представляет собой вытянутую жилоподобную залежь густовкрапленных, почти массивных сульфидных руд мощностью от 1 до 4,8 м и протяженностью 120 м; вертикальный размах оруденения составляет около 200 м. Золото концентрируется в этих обособлениях в количестве 1,81–18,7 г/т, серебро – 1,05–70,9 г/т. Кроме борнита и халькопирита отмечены галенит, блеклые руды, самородное золото, виттихенит; присутствуют колорадоит, теллурид серебра, самородный теллур. На участках богатой халькопиритовой минерализации фиксируются также теннантит, тетраэдрит, амальгамы серебра (евгениит и луаньхаит), самородное серебро, висмутовые минералы. Наиболее значительные рудные скопления локализируются в зонах тектонических контактов метакarbonатных и метатерригенных пород [380].

Характерно в этом отношении и проявление Второй Крестовой (I-1-83), где пиритсодержащие березитоподобные метасоматиты тяготеют к разрывному контакту немурюганской свиты и няровейской серии. Определенное пробирным анализом содержание золота изменяется от 0,08 до 4,2 г/т [380, 397]. Метасоматиты развиваются здесь и по филлитовидным углеродистым сланцам; рудная минерализация (1–5%) представлена пиритом, реже встречаются пирротин, халькопирит, сфалерит, гётит. Многочисленные пункты

минерализации обладают сходными для этой формации геологическими свойствами, но гораздо более низкими содержаниями полезных компонентов (Au не превышает 2,8 г/т, Ag – до 78 г/т) при «непромышленных» других параметрах. Среди этих объектов стоит выделить те, что имеют повышенные (до 0,1%) концентрации мышьяка (I-2-2; II-1-73; II-2-17) и существенные содержания МПГ (Pt – до 1,19 г/т, Pd – до 10,68 г/т): ПМ I-1-12, 14, 74; I-2-2, 4. Кроме того, в Харчерузском ультрамафитовом «массиве» В. А. Душиным и др. [68] выявлен ряд пунктов минерализации, также отнесенных к золото-сульфидно-кварцевой формации. Максимальные концентрации золота установлены там в метасоматически измененных хром-содержащих гарцбургитах (II-1-15) – 2,76 г/т и «бесхромовых» верлитах (II-1-14, 39) – до 2,29 г/т.

Еще одна рудная формация, представляющая гидротермальный плутоновый тип (золото-кварцевая малосульфидная) проявлена на территории только несколькими малыми объектами. Отличительной их особенностью является приуроченность к кварцевым жилам – обычно одиночным и сравнительно маломощным (до 1 м), реже группирующимся в системы тонких тел и прожилков. Околожилные изменения проявлены хлоритизацией, объемным окварцеванием, слабой серицитизацией, иногда карбонатизацией. Расположение жил нередко определяется линейными зонами тектонитов; особенно отчетливо это выражено в бассейне р. Лонготъеган, где располагается группа сближенных проявлений: Подходящий (II-1-24), Приозерное (II-1-36), Грибное (II-1-37), Яршорское (II-1-44). В 1998–2001 гг. они были дополнительно опойскаваны ООО «Ямальская горная компания»; концентрация золота невелика (до 0,6 г/т), лишь в единичных случаях она превышает 1 г/т (максимум – 3,6 г/т) [397]. В пунктах минерализации (I-1-5, 6; II-1-45, 61, 64) зафиксированные содержания металла не выше 0,8 г/т [351]. Другая характерная черта данной формации заключается в почти полном отсутствии сульфидов в жильном кварце, либо крайне убогой их вкрапленности. Преимущественно это пирит, иногда встречаются минералы меди – борнит, малахит. Максимальное содержание цветных металлов по результатам спектрального анализа: Cu – 0,07%, Pb – 0,04%, Zn – 0,03%, As – 2% [351]. В ряде случаев устанавливаются точечные геохимические аномалии молибдена, ниобия, иттрия.

Немногочисленные объекты платинометалльно-золоторудной черносланцевой стратиформной формации приурочены к углеродсодержащим слоям и пачкам в некоторых свитах рифея и раннего палеозоя; помимо золота все они в том или ином количестве содержат МПГ. Проявление Черничное (I-1-65) находится в верховьях р. Немуръеган, где в скальных выходах наблюдается чередование зеленоцветных и черноцветных парасланцев орангской свиты. Последние состоят из преобладающего кварца (в среднем 60%), углеродистого вещества (5–35%), серицита (5–15%), апатита (3–20%), пирита (до 5%). Все породы здесь интенсивно дислоцированы, нередко окварцованы. Углеродистое вещество имеет микрозернистую структуру, образует сгустки и линзовидные агрегаты, концентрируясь преимущественно на участках, насыщенных апатитом и серицитом. Мощность пластов «продуктивных» высокоуглеродистых сланцев в пределах изученных разрезов

обычно менее 1 м, но иногда может повышаться до 15–25 м. По результатам пробирного анализа, содержание золота достигает 7,5 г/т [380].

При полевых работах в рамках подготовки к изданию ГК-1000/3 листа Q-42 этот литологический уровень (пачка переслаивания зеленых и черных сланцев) в южном направлении прослежен на 2000 м. В одном пересечении из углеродсодержащих пород отобрано 38 сколково-бороздовых проб (секциями 1 м через интервал 5 м). Минералогическим анализом золото не установлено; из рудных минералов преобладают гематит и пирит, встречаются халькопирит, апатит, галенит, ильменит, рутил, циркон, мельниковит, окислы марганца. Атомно-абсорбционный анализ показал крайне низкие содержания благородных металлов (г/т): Au – 0,002–0,014; Pt < 0,04; Pd – 0,03. Пункты минерализации золота в ассоциации с МПГ известны в междуречье Сядатаяха–Лонготъёган (I-1-55, 68, 79), а также в бассейнах рек Лаптаёган и Яршор (II-1-25, 30, 47). Все они локализованы в углеродистых сланцах няреувейской серии среднего рифея, тяготеют обычно к зонам дробления преимущественно северо-западной ориентировки, сопровождающимся окварцеванием и карбонатизацией. Оруденение прожилково-вкрапленного типа представлено ассоциацией пирита, халькопирита, пирротина с редкими знаками золота. Опробование сульфидизированных углеродистых сланцев показало повышенное содержание Au (0,4–1,3 г/т), Ag (до 0,64 г/т), Pd (до 1,7 г/т), иногда Hg (до 1 г/т).

К формации золотоносных конгломератов отнесены два пункта минерализации. В верховьях р. Нядаяха (ПМ I-2-22) из красноцветных псефитов теунтойской свиты верхнего триаса были взяты три точечные пробы весом по 24 кг; в одной из них в цементе обломочных пород обнаружено золото в количестве 6 мг/т [302]. По результатам минералогического анализа двух проб (массой 1 кг и 3,8 кг) установлены единичные зерна пирита, галенита, блеклых руд, халькозина, ковеллина, халькопирита, карбоната меди. Последующий пробирный анализ этих проб показал следующие содержания: золото – 0,2 г/т; серебро – 1,8 г/т [67]. Золото в конгломератах выявлено и в верховьях р. Большая Хадата (ПМ I-1-35); там грубообломочные отложения относятся к хойдышорской свите верхнего кембрия–нижнего ордовика.

Россыпная золотоносность территории представлена одним малым непромышленным месторождением и рядом шлиховых потоков на восточном склоне Урала. Знаки золота зафиксированы в аллювии большинства горных водотоков; в первую очередь, это бассейны рек Лонготъёган, Немуръеган, Большая Хадата, Пензаяха, Нядаяха, Байдарата. Вероятными источниками россыпного металла являются коренные объекты золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций. Месторождение Лонготъюганское (II-2-25) расположено в среднем течении р. Лонготъёган, «генерализованная россыпь» прослежена с перерывами на 9,8 км. Золото приурочено к пойменно-русловым отложениям и надпойменным уровням. Долина характеризуется погребенным положением тальвега, широкими поверхностями террас. Здесь установлены плотиковые, реже «подвешенные» россыпи; в них выделяются обогащенные золотом (до 80–90 мг/м<sup>3</sup>) «струи» шириной до 100 м. Повышенные концентрации металла приурочены и к

«щетка» плотика. Золотины разного размера (от мелких до крупных), обычно слабо- или средне-, редко хорошоокатанные. Выделяются два динамического типа россыпей – «аллювиальный долинно-террасовый» (с очень неравномерным – узкоструйчатым или гнездовым распределением мелкого золота) и «перлювиально-аллювиальный» (два контура) с крупным золотом. Все продуктивные контуры узкие, не выдержаны по простиранию и фактически являют собой серию разобщенных мелких участков. Возраст россыпной металлоносности определяется как поздненеоплейстоцен-голоценовый. По данным электроразведки, россыпи могут быть локализованы также в «эрозионных палеотальвегах», перекрытых мореной. Золото сосредоточено в выделениях, близких к «трещинным» или «интерсервальным» (межзерновым), чаще имеет облик чешуек или пластинок, реже образует комковидные формы; встречаются мелкие вростки полупрозрачного кварца. Цвет золотисто-желтый, блеск слабый; поверхность шагреновая, «мелкоямчатая». Наибольшие концентрации металла установлены в «перлювиально-аллювиальном комплексе» второй надпойменной террасы по правому борту долины. Золото здесь крупное (с самородками до 777 мг), средний размер золотинок – 2,24 мм. Аллювий первой надпойменной террасы и поймы менее продуктивен и характеризуется мелким золотом (в среднем 0,3 мм). Кроме того, в шлихе присутствуют плохоокатанные зерна магнетита, граната, хромшпинелидов, пирита, кордиерита, корунда, циркона, рутила, сфена, андалузита. Средняя пробытность золота – 910. В пределах россыпи выделено два участка, пригодных по содержанию металла для старательской разработки при доступных для вскрыши мощностях торфов [292]. На первом из них (500×40 м) золото сосредоточено в аллювии приплотиковой части первой надпойменной террасы. Мощность торфов определяется в 5,8 м, песков – 1,5 м; при среднем содержании золота в песках – 0,52 г/т запасы его по категории С<sub>2</sub> составляют 15 кг. На другом участке установлено два промышленных контура, приуроченных к террасовым уровням в 10 и 25 м. В первом (480×61 м) средние параметры следующие: мощность торфов – 32,9 м, мощность песков – 1,47 м с содержанием металла в них 6,73 г/т; запасы категории С<sub>2</sub> оцениваются в 248 кг. Во втором контуре (800×50 м) принятая мощность торфов 14,4 м, песков – 1,0 м с содержанием золота 4,69 г/т; запасы категории С<sub>2</sub> – 122 кг. Суммарные запасы составляют 385 кг, расчетная удельная продуктивность – 39 кг/км. Прогнозные ресурсы россыпи по категории Р<sub>1+2</sub> оценены в 300 кг золота [292].

Многочисленные шлиховые потоки (29 из них показаны на карте) установлены разными исследователями [418, 282, 349, 325 и др.] как в русловом, так и в террасовом аллювии. На их протяжении золото фиксируется в переменных количествах: от единичных знаков до «весовых» концентраций; максимальные значения последних колеблются от 10 мг/м<sup>3</sup> на р. Малый Ханмей (ШП II-1-92) до 702 мг/м<sup>3</sup> на р. Лаптаёган (ШП II-1-58). Повышенные содержания металла характерны для грубообломочных (валунно-гравийно-галечных, галечно-гравийно-песчаных) фаций, часто наблюдаемых в основании разреза надпойменных террас и в нижних горизонтах пойменно-русловых отложений. Эта же тенденция имеет

и геоморфологическую обусловленность: наиболее «богатые» шлиховые потоки отмечены на стыке зон кряжа и педимента, а также у основания последнего, при переходе к озерно-аллювиальной равнине. В горной части площади более высокие концентрации выявлены на тех участках, где реки дренируют среднечетвертичные палеодолины. Золото имеет разную степень окатанности; в верхних секторах шлиховых потоков (пример: ШП П-1-46 на руч. Яршор) нередко встречаются золотины «первичной» крючковатой формы, свидетельствующие о близости коренного источника. Зерна преимущественно мелкие (доли миллиметра); максимальный их размер – 1,5 мм (ШП П-2-32) и 1,115 мм (ШП П-1-58). На последнем объекте в низах аллювия цокольной террасы кроме золота обнаружены три мелких (0,1 мм) идеально окатанных зерна самородной платины. «Точечная» концентрация знаков россыпного золота установлена и на Западно-Сибирской равнине (вблизи подножия Уральского кряжа), в 2,5 км южнее золоторудного месторождения Новогднее-Монто. Здесь в алевритистых песках аллювиомариния четвертого террасового уровня (казанцевский горизонт) обнаружен естественный «черный шлик» с содержанием россыпного золота 3,44 мг/м<sup>3</sup>; размер золотин – 0,2–3 мм, толщина зерен – от 0,1 до 0,6 мм [293]. Наиболее полная сводка по россыпной золотоносности территории содержится в работах А. Н. Кудрявцева [349] и В. А. Душина с соавторами [67, 68].

**Золото, железо.** Объекты с таким сочетанием полезных компонентов относятся к золоторудной скарновой формации; представлены одним месторождением и двумя проявлениями, сосредоточенными у западной рамки листа.

Месторождение Новогднее-Монто (П-1-105) расположено в истоках руч. Тоупугол, в 15 км к северо-востоку от ж/д станции Обская; открыто Р. М. Монто в 1960 г. при проверке аномалии, выявленной аэромагнитной съемкой масштаба 1:50 000 под руководством А. А. Латыпова. Было установлено несколько пластообразных тел массивных магнетитовых руд (мощностью до 62,5 м) в скарнированных лавах и туфах андезибазальтов тоупугольской свиты. Скарны представлены магнетитсодержащими эпидотовыми, эпидот-гранатовыми и пироксен-гранатовыми разновидностями; в числе рудных минералов встречаются также пирротин, пирит, халькопирит. Максимальные содержания железа в рудах 45–64%. Средняя мощность залежи составила 28 м, общая протяженность – 540 м. Ориентировочные запасы магнетитовых руд на глубину 300 м были определены в количестве 18 млн т; разведочные работы тогда не проводились [328]. Повышенные концентрации золота обнаружены позднее (1993 г.) при разведке здесь объектов стройматериалов [368].

Кроме упомянутых вулканитов, на площади месторождения присутствуют перекрывающие их карбонатные и флишоидные породы низов тоупугольегартской толщи, а также внедренные в них интрузии собского и конгорского комплексов. Максимальное оруденение приурочено к узлу пересечения тектонических трещин субмеридионального, субширотного и

северо-западного направлений. Характерно совмещение разновозрастных и разнотемпературных метасоматитов: пропилитов, скарнов, березитов, аргиллизитов. Залежи золотосодержащих сульфидно-магнетитовых руд, относимые к «надынтрузивной зоне», локализованы в измененных при-контактовых карбонатных и вулканогенных породах. Мощность скарновых тел – первые десятки метров, протяженность – до сотни метров. Четких геологических границ золоторудная минерализация не имеет; на северном и восточном флангах месторождения она сосредоточена непосредственно в скарнах. По мнению геологов «Ямалзолото», кроме скарново-магнетитового присутствуют образования еще двух рудноформационных типов: золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого. Границы рудных тел устанавливаются по кондициям месторождения и определяются данными опробования [160]; наиболее крупной и богатой является «Магнетитовая залежь». В вещественном составе руд преобладает магнетит, в подчинении находятся пирит (до 10%), халькопирит, кобальтин, гематит, пирротин, арсенопирит, марказит. Текстура руд массивная, полосчато-пятнистая, пятнисто-вкрапленная. Золото самородное, обычно очень мелкое (0,001–0,04 мм); по пробности относится к двум группам: относительно низкопробное (760–880) и высокопробное – 900–990. Прожилково-вкрапленное оруденение (до первых десятков г/т), относимое к золото-сульфидно-кварцевой формации, считается более поздним. Оно в основном приурочено к околотрещинным кварц-карбонат-слюдистым (березитоидным) метасоматитам и сопровождающим их маломощным кварцевым и карбонат-кварцевым жилам.

На месторождении выделены три крутопадающие минерализованные зоны подобного типа – Разведочная, Центральная (Жильная) и Восточная. В плане они образуют единую полосу, прослеживающуюся в северо-северо-западном направлении на 400 м (через все месторождение). В минеральном составе руд здесь доминирует пирит, редко встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, гематит. Золото очень мелкое и относительно низкопробное (830–860). Для всех типов руд характерно низкое содержание серебра. По фазовому анализу, золото месторождения находится преимущественно в свободной форме (около 50%), либо в открытых сростках (24–31%); золото, покрытое пленками и заключенное в минералах, составляет 7–8%. Начальный подсчет запасов выполнен по постоянным разведочным кондициям золото-магнетитовых руд и по параметрам временных кондиций для золото-сульфидно-кварцевых руд, утвержденным ТКЗ Уралнедра 28 марта 2007 г. (протокол № 35). Запасы магнетитовой руды составили 5,3 млн т, из них балансовые – 5,2 млн т (97,2%); запасы золота по категориям:  $C_1$  – 7,2 т;  $C_2$  – 1,8 т. Созданная разведочная сеть отвечает рекомендованной ГКЗ для оценки запасов категорий  $C_1$  и  $C_2$  месторождений 3-й группы сложности. В настоящее время на Госбалансе числятся запасы руды: категорий А + В +  $C_1$  – 4878 тыс. т, категории  $C_2$  – 817 тыс. т. Запасы золота тех же категорий соответственно 5,568 и 1,642 т (при среднем содержании металла 1,106 г/т); забалансовые запасы – 185 тыс. т руды и 0,193 т золота (Балансы, 2011). Учитываемые федеральной базой данных (по состоянию на 1.01.2010 г.) прогнозные ресурсы золота категории  $P_1$  – 3 т. Запасы

железных руд категорий А + В + С<sub>1</sub> определены в 4,814 млн т; категории С<sub>2</sub> – 0,385 млн т (при среднем содержании оксидов железа 47,41%). Месторождение эксплуатируется на золото и подготавливается к освоению по железу.

Проявление Аномальное (II-1-101) расположено в 3,5 км к северо-западу от вышеописанного месторождения, находится на пересечении разрывов субмеридиональной и северо-западной ориентировки в «надынтризвивной зоне» Собского габбродиорит-тоналитового массива. Сложено измененными туфотерригенными породами и известняками тоупугольской толщи. Продуктивные образования по составу близки к установленным на месторождении Новогоднее-Монто скарнам и сульфидизированным зонам. Рудные тела пластообразной и линзовидной формы мощностью до 6 м содержат до 3,44 г/т золота. Залежи, прослеженные буровыми скважинами по простиранию на 360 м, имеют юго-западное падение под углами 35–50°. Среди сульфидов преобладает пирит, реже отмечается халькопирит. Кроме магнетитовых руд, повышенные (1,18–2,7 г/т) и высокие (16,5–45,3 г/т) концентрации золота отмечены в кварц-полевошпатовых метасоматитах по диоритам собского комплекса. Ученные федеральной базой данных (по состоянию на 1.01.2010 г.), прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>1</sub> составляют 1,48 т. Проявление Тоупугольское (II-1-112) находится юго-восточнее упомянутого выше объекта, в пределах полосы, включающей пять магнитных аномалий; последние образуют сложную линейную структуру, окаймляющую крупное «поле привноса калия». Породы тоупугольской свиты, занимающие значительную площадь участка, представлены в основном туфами среднего состава, реже туфотерригенными отложениями; здесь же отмечена линза известняков. Стратифицируемые образования прорваны малыми телами долеритов, габбродолеритов, диоритов. Канавами вскрыт контакт брекчиевидных, метасоматически переработанных известняков и измененных вулканитов с неравномерной сульфидной минерализацией. Бороздовым опробованием установлено содержание золота на уровне 0,15–0,36 г/т. Одиночными скважинами выявлено золотое оруденение в линзах существенно магнетитовых пород (до 6,4 г/т) и в окварцованных скарнах (до 14 г/т). Зафиксированные в базе данных (на 1.01.2010 г.) прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>1</sub> выражены цифрой 0,38 т.

**Палладий.** Два пункта минерализации (I-1-63, I-2-33), условно относимые к платинометалльной малосульфидной ультрамафит-мафитовой формации, обнаружены В.А. Душиным с соавторами среди полосчатых габброноритов харампэйско-масловского комплекса. В бассейне рек Большая и Малая Хадата (нижнее течение) были установлены две зоны сульфидизации (пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит) мощностью до 50 м. Они имеют субширотное простирание, совпадающее с общим направлением полосчатости в габброидах; наиболее протяженная из них прослежена в разобщенных коренных выходах на расстояние 1 км. Там зафиксированы повышенные содержания Pd (0,1–0,2 г/т), которые сопровождаются аномальными концентрациями As (до 4 г/т), Hg (до 3 г/т) и Sr (до 0,2%).

Палладий, а также другие элементы платиновой группы (Pt, Ru) в качестве попутных компонентов отмечены на хромитовых проявлениях (см. подраздел «Хром»), объектах платинометалльно-золоторудной черносланцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций (рассмотренных в подразделе «Золото»), золотосодержащих рудах редкоземельно-редкометалльной апогранитовой формации (Тайкеуская группа месторождений), в одном пункте урановой минерализации (Лаптаяхинский), в отдельных шлиховых потоках россыпного золота.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран.** Объекты гидротермальной урановой минерализации представлены следующими рудными формациями: урановой березитовой и эйситовой, а также урановой терригенной наложенных впадин. К первой из них относится несколько проявлений и два пункта минерализации.

Проявление Ново-Харбейское (П-1-41) приурочено к массиву диоритов харбей-собского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, прилегающего с юга к гранитоидной интрузии. Вдоль юго-восточного и северо-западного контактов названного тела прослеживаются зоны интенсивного рассланцевания и катаклаза, несущие сульфидную (молибденит, пирротин) и магнетитовую минерализацию. Южная зона «тектонизации» разделяется на ряд относительно маломощных ветвей, повторяющих очертания пологой «складки» в диоритах. Урановая минерализация локализуется среди березитоподобных метасоматитов кварц-серицит-хлоритового состава (реже – во флюорит-карбонатных породах). Оруденение приурочено к трем сближенным зонам протяженностью 150–400 м, в которых выделено шесть ураноносных участков длиной 75–165 м, обогащенных сульфидами (пиритом, пирротином, халькопиритом, молибденитом, галенитом, сфалеритом, марказитом, ковеллином), а также магнетитом и настураном. Содержание урана составляет 0,1–0,5%, мощность рудных тел – 0,2–5 м. В их пределах оконтурены две непрерывно оруденелые «линзы» длиной 10 и 20 м со средними концентрациями урана 0,08 и 0,21% на мощность 0,5 и 1,8 м, а также ряд мелких, но «богатых» гнезд с содержаниями металла до 7–10% [99].

Проявление Базисное (П-1-20) находится на водоразделе ручьев Сланцевый и Канавный (бассейн р. Большой Харбей) в восточном эндоконтакте гранитной интрузии. Оруденение контролируется субмеридиональным разрывом, падающим на восток под углом 50°. Неоднократные импульсы тектогенеза привели к формированию широкой (около 300 м) полосы многочисленных межпластовых срывов, вмещающих урановую минерализацию; на дневной поверхности в развалах наблюдались выделения настурана. Радиоактивность минерализованных пород колеблется в пределах 50–2500 мкР/ч. Штольной вскрыты три зоны протяженностью от 8 до 75 м, вмещающие 11 рудных тел (линз) длиной от 1,5 до 8 м при мощности 0,1–0,75 м и содержании урана от 0,001 до 0,07%. Ассоциирующие с марказитом колломорфные образования настурана образуют тонкие согласные прожилки (толщиной от 0,1 до 1 см) и изометричные гнезда небольшого размера (0,3–0,6 см). Кристаллизация галенита, молибденита, халькопирита, пирротина и, вероятно, магнетита

происходила в более раннюю стадию. Эта сульфидно-магнетитовая минерализация широким ореолом облекает урановую. Вторичные минералы урана представлены кюритом, уранофаном и бета-уранилом. Околорудные изменения выражены окварцеванием, серицитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией. Степень преобразования пород возрастает по мере приближения к рудным телам; ореолы аллохимически измененных пород достигают 3 м.

Проявление Водопадное (II-1-27) расположено в верховьях руч. Порфиритовый (левого притока р. Большой Харбей), приурочено к зоне расщеливания в северо-западном эконоконтakte гранитоидной интрузии. Рудовмещающие парасланцы немурюганской свиты верхнего рифея интенсивно окварцованы и сульфидизированы. Урановая минерализация в пределах полосы березитов прослежена на 380 м. Выявлено девять рудных линз с прожилково-вкрапленным оруденением, восемь из которых невелики: протяженность 0,5–1 м при мощности 0,15–2 м и концентрации урана в пределах 0,001–0,003%. Девятое тело, приуроченное к сочленению рудовмещающей зоны с секущим субширотным дизъюнктивом, имеет длину 9 м, мощность 1,08 м и содержание урана до 0,1%. Урановое оруденение сопровождается геохимическими ореолами циркония (до 0,15%), свинца (до 1%), цинка (до 0,35%), меди (до 1%), ванадия (до 0,1%), иттрия (до 0,1%), иттербия (до 0,001%). Интенсивность этой комплексной аномалии и ее состав характеризуют малую величину эрозионного среза рудоносной структуры [99]. Подобная же минерализация установлена и в находящемся поблизости ПМ II-1-28. По данным спектрального анализа, «обогащенные» участки отличаются от вмещающих пород микроэлементным составом – повышенными концентрациями свинца (до 0,01%), иттрия (0,006–0,01%), циркония (0,03–0,1%), цинка (0,03–0,1%) и менее характерного ванадия (0,03–0,1%) [99].

Проявление Сезонное (II-1-5) локализовано в верховьях правого притока руч. Большой Минисейшор. Выявлено в 1961 г. пешеходными поисками масштаба 1:10 000 при заверке радиоактивной аномалии. Объект расположен в инъецированных гранитами эконоконтатных парасланцах верхнехарбейской свиты среднего рифея. Урановое оруденение представлено мелкими (до 1,5 мм) колломорфными выделениями настурана (частично замещаемого урановой чернью или уранофаном), сопровождается включениями пирита, халькопирита, магнетита. Спектральным анализом в минерализованной зоне установлены аномальные содержания цинка (до 0,1%), меди (до 0,2%), циркония (до 0,1%), свинца (до 0,015%), иттрия (до 0,01%).

Проявление Долгожданное (I-1-46) находится вблизи одноименного ручья, в зоне разрывного нарушения, прослеженной на 15 км. Рудолокализирующими являются многочисленные оперяющие разлом трещины, по которым развиваются кварц-карбонатные жилы и прожилки (мощностью до 15 см, длиной 3–15 м), несущие урановую и полиметаллическую минерализацию. При взаимном пересечении жил образуются изометричные раздувы размером до 80 см. Оруденение представлено редкими почковидными образованиями, прожилками урановой смолки и настурана, выделениями урановых слюдок и урановой черни, а также вторичными минералами этого металла. В незначительных количествах уран присутствует в дендритах гидроксидов железа и марганца. Среднее содержание урана в штучных пробах 1,784%,

бороздовых – 0,684%. Спектральный анализ показал следующие концентрации сопутствующих элементов (%): Ag – до 0,003, Mo – до 0,03, Bi – до 0,003, As – до 0,03, Sb – до 0,01 [363].

Сходный минерагенический облик имеет и пункт минерализации Лап-  
таяхинский (I-1-22), расположенный в устье р. Лаптаяха. Здесь в мелкозер-  
нистых кварцитоподобных образованиях верхнехарбейской свиты выявлена  
субширотная зона повышенной радиоактивности (до 86 мкР/ч) шириной до  
30 м. Породы инъецированы мелкими дайкообразными телами гранитов ся-  
дателяхинского комплекса. Химическим анализом установлены аномальные  
содержания Pd – 0,504 и Pt – 0,018 г/т [311].

Радиоизотопный возраст оруденения (в том числе и для Ново-Харбейского  
проявления), определенный уран-свинцовым методом в Институте геофизики  
УФАН СССР и ВИРГ, впоследствии [327] был пересчитан с использованием  
урановой изохроны:

$$\frac{Pb^{206}/U^{238}}{Pb^{207}/U^{235}}$$

и построением графика конкордии. Полученные (несколько неожиданные)  
результаты свидетельствуют о присутствии в урановых рудах древней состав-  
ляющей (с возрастом более 2,3 млрд лет) и последнем преобразовании их  
в юрское время (166–200 млн лет). Никаких признаков позднебайкальских,  
позднекаледонских и позднегерцинских событий в истории рудообразования  
обнаружено не было. Следует отметить, что эндогенные объекты редкомет-  
алльно-ториевого типа (Тайкеуская группа – см. выше) имеют иную дати-  
ровку; на конкордии отмечено два пересечения изохроны – в весьма древней  
области (более 5 млрд лет) и на рубеже девона и карбона (360 млн лет) [99].

Осадочная урановая минерализация установлена в процессе геологосъе-  
мочных [302] и поисковых [287] работ в Щучьинской раннемезозойской де-  
прессии. Единственный объект отнесен к урановой терригенной наложенных  
впадин формации. Проявление Щучьинское (I-3-20) расположено в среднем  
течении р. Большая Щучья. Скважиной 28 в интервале 279,5–287,4 м вскры-  
ты средне-позднетриасовые кварц-полевошпатовые песчаники, в которых  
перл-люминесцентным анализом определены значимые содержания урана –  
от 0,036 до 0,2%. В пробе из зеленовато-серых разнородных песчани-  
ков с радиоактивностью 90 мкР/ч (интервал 387–387,3 м) установлено, что  
урансодержащими ингредиентами пород являются либо бурый уголь, либо  
марказитовые агрегаты («корочки») с концентрацией полезного компонента  
0,1–0,3%. Из рудных минералов, кроме марказита, минералогическим ана-  
лизом определен сфалерит, выявлен также черный рыхлый агрегат, пред-  
ставленный, вероятно, урановой чернью или коффинитом с содержанием  
урана 1,0%. В скважинах-дублерах, вскрывших песчаники, зафиксированы  
интервалы (273,4–276,9 м; 283,6–284,6 м; 286–287 м) с интенсивностью ра-  
диоактивных аномалий до 140 мкР/ч. Появление марказита свидетельствует  
о восстановительных условиях осадконакопления (и рудоформирования).  
Объект представляет интерес для дальнейшего изучения [34, 35].

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

**Кварц оптический.** Представлен тремя пунктами минерализации горного хрусталя. В ПМ II-1-59, описанном В. А. Чепкасовым по правобережью руч. Яршор (вблизи высоты 349,0), на контакте биотит-амфиболовых гнейсов с гнейсогранитами первые сильно эпидотизированы, окварцованы и пересечены кварц-эпидозитовыми жилками. В небольших пустотках встречаются прозрачные или слабомутноватые кристаллики горного хрусталя зеленоватого цвета; размер их до 1 см по оси призмы и до 1 мм в поперечнике. Другие пункты минерализации (I-1-33, 52) характеризуются мелкими кристаллами прозрачного кварца в жилах среди окварцованных песчаников малопаппудынской свиты среднего ордовика.

**Флюорит оптический.** На территории известно два сближенных проявления этого вида сырья. Одно из них (I-3-9) находится у р. Сибили-се и имеет то же название. В толще слоистых известняков нижнего карбона флюорит встречается в виде прожилков небольшой мощности, иногда образует кристаллические формы. Максимальные концентрации флюорита (30–50 % объема породы) установлены в полосе шириной до 20 м, прослеженной на 500 м. Менее интенсивная минерализация отмечается и на удалении до 1500 м от центра проявления. По данным химического анализа штучных проб, состав руд следующий:  $\text{CaCO}_3$  – 43,3–55,5%;  $\text{CaF}_2$  – 45,2–53,6% [71].

Другое проявление (I-3-8) располагается в устье р. Пэлянгтарка. Объект также локализован в раннекаменноугольных известняках, где ветвящиеся карбонат-флюоритовые прожилки (мощностью от первых мм до 2 см) прослежены по развалам на 18 м. В местах пересечений они формируют гнездообразные выделения размером до 20×40 см с содержанием флюорита до 40% [302].

### МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

**Апатит.** Небольшие объекты апатитоносных углеродистых сланцев установлены в минисейшорской свите среднего рифея (ПМ I-1-15, I-2-11, 12, 17). Максимальное содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в них находится в пределах 3,5–10%. Минерализация практически не изучена [282, 311].

**Фосфориты.** Единственный пункт минерализации (I-2-24) относится к фосфоритовой кремнисто-карбонатной формации. Он выявлен в филлитовидных кремнисто-углисто-глинистых сланцах малопаппудынской свиты среднего ордовика, содержащих линзовидные прослои микрозернистых фосфоритов [189]. Мощность фосфоритсодержащей пачки в среднем составляет 50 см; содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  достигает 7% [311].

**Кварц керамический.** На площади известно два пункта минерализации керамического кварца. Один из них (П-1-68) расположен в 1 км юго-восточнее истока руч. Хартманюшор и представлен развалом кварцевой жилы мощностью более 3,5 м. Кварц молочно-белый, иногда желтоватый вследствие ожелезнения, очень крепкий. Недостатком сырья является повышенная трещиноватость. Крупноглыбовые развалы кварца (П-1-85) в виде хорошо выдержанной по простиранию полосы шириной 10–15 м закартированы на левом берегу р. Лаптаёган, в 5 км ниже устья руч. Порцесоим. Кварц крупнокристаллический серовато-белый непрозрачный [411]. Практического значения эти объекты не имеют.

**Пегматит керамический.** Жилы гранитоидных пегматитов встречаются среди «харбейских» гнейсов и амфиболитов. В междуречье Харбей–Лаптаёган, в 750 м к юго-западу от высоты 312,0 описана пегматитовая жила зонального строения (ПМ П-1-67). В ней наблюдается полоса шириной до 2,5 м, резко обогащенная кристаллами микроклина (достигающими 30 см) и крупными чешуями биотита; содержание кварца в жиле составляет (по визуальной оценке) 5–10%. По мнению В. А. Чепкасова, порода должна легко поддаваться ручной разборке и относится к элитным сортам керамического сырья [411]. Жилы керамических пегматитов известны также в карьерах на 41-м километре железнодорожной ветки Обская–Бованенково; в настоящее время они практического значения не имеют.

**Кианит.** Повышенная насыщенность кианитом метаморфических пород отмечается преимущественно в среднем течении р. Большой Харбей. Здесь известно три пункта минерализации (П-1-70, 78, 79) в высокоглиноземистых кристаллосланцах и плагиогнейсах верхней части париквасьшорской свиты; кианит обычно ассоциирует с биотитом, мусковитом, силлиманитом, ставролитом. Этими минералами обогащены слои и пачки мощностью до 60 м, чередующиеся со слюдяными и гранат-слюдяными гнейсами. Кианит представлен как мелкими, так и крупными правильной формы кристаллами голубоватого цвета размером до 8×2 см. Содержание  $Al_2O_3$  в отдельных прослоях дистенсодержащих пород достигает 35,55% [66]. Метаморфиты обычно интенсивно дислоцированы, рассланцованы, местами милонитизированы. Еще один пункт высокоглиноземистой минерализации (I-1-69) установлен в дистен-пироксеновых гнейсах марункеуской свиты вблизи оз. Ингилор; содержание дистена там достигает 5%.

**Дунит огнеупорный.** В «Харчерузском блоке» Сьумкеуского ультрамафитового массива «дунитовый компонент» составляет более 30%. Участок, образованный сближенными коренными выходами и обломками этих пород (шириной до 300 м и протяженностью до 1,5 км), рассматривается как проявление огнеупорных дунитов Массив Сьумкеу (П-1-12). Дуниты крупно- и гигантозернистые (пегматоидные), несерпентинизированные.

По данным силикатного анализа, их средний окисный состав (%): MgO – 46,2; SiO<sub>2</sub> – 40,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,38; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,07; FeO – 6,82; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,76; ппп – 2,6. Средняя плотность дунитов составляет 3,16 г/см<sup>3</sup> [386]. По техническим условиям данные породы пригодны для производства всех видов изделий форстеритовых огнеупоров без предварительного обжига сырья. Прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> этих высокомагнезиальных огнеупоров экспертно оцениваются в 150 млн т [382]. Сведений о надлежащей их апробации нет.

## АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

**Гранат.** Насыщенность гранатом метаморфических пород достаточно высокая – вплоть до гранатитов, более чем на 50% состоящих из этого минерала; последними сложено проявление горы Володяеку (I-1-56). Среди эклогитоподобных пород марункеуской свиты гранатиты залегают широкой полосой северо-западного простирания; здесь установлено более 20 жилоподобных тел с содержанием граната 50–85%. Мощность их 0,2–2 м, в раздувах – до 10 м; зона развития гранатитов прослеживается на 150 м. Кроме полезного компонента в них присутствуют кварц и пироксен; гранат в кристаллах – 0,02–1 мм по составу относится к пироп-альмандину. Прогнозные ресурсы руды категории P<sub>2</sub> оценены в 2 тыс. т при среднем содержании граната 50–60% [381].

Пункт повышенной гранатовой минерализации II-1-69 известен на правом берегу р. Харбей в гнейсах париквасьшорской свиты; содержание крупного (до 1 см) граната составляет 10–15%. В пространствах между останцами за счет выветривания образуются углубления, заполненные «гранатовым концентратом» (до 95%). К недостаткам этих гранатов как абразивного материала следует отнести насыщенность включениями кварца, биотита и хлорита [411]. Другие пункты минерализации (обогащенные гранатом участки) встречены в слюдисто-хлорит-гранатовых гнейсах по руч. Париквасьшор (II-1-62); в амфиболитах, переслаивающихся с кварц-мусковитовыми кристаллосланцами, в верховьях р. Красный Урал (I-2-18); в жилах кварц-слюдистого состава на правом берегу руч. Володяюган (II-1-35).

**Диатомит.** Диатомиты, опоки, трепелы широко распространены в Западной Сибири [227], в том числе и на территории листа Q-42, где являются составной частью серовской и ирбитской свит палеогена. Здесь, несмотря на различное количественное соотношение названных пород, «диатомитовая составляющая» существенно преобладает, поэтому все объекты выделяются под таким общим названием. В восточной части трапеции при ГСР-200 установлено два проявления диатомитов [280, 372], которые тяготеют к близповерхностным зонам дислокаций в чехле Западно-Сибирской платформы.

Одно из них (IV-5-1) расположено в верховьях р. Малая Хойяха, другое (IV-5-2) – на правом берегу р. Ярудей. Химический состав сырья (%): SiO<sub>2</sub> общ.: 76,72–85,98 (SiO<sub>2</sub> аморф. – 34,38–65,64); CaO – 0,29–0,43;

MgO – 1,03–1,35; FeO – 0,14–0,30; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,55–7,86; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,36–3,58; TiO<sub>2</sub> – 0,28–0,54; MnO – 0,03–0,043; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,075–0,108; Na<sub>2</sub>O – 0,46–0,88; K<sub>2</sub>O – 1,03–1,56; SO<sub>3</sub> – 0,41–0,50; ппп – 3,56–7,54 [372]. Двенадцать небольших объектов этого вида сырья рассматриваются в ранге «пунктов минерализации»; они выделены на юго-западе площади и группируются в два «куста». Первый из них включает пять ПМ диатомитов (преобладают), опок и трепелов (VI-2-6, 7, 8, 9, 10), расположенных в верховьях р. Ун-Хораеган. Средний химический состав диатомита (%): SiO<sub>2</sub> общ. – 74,2 (SiO<sub>2</sub> аморф. – 45,56); CaO – 0,28; MgO – 1,19; FeO – 0,21; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10,62; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4,03; TiO<sub>2</sub> – 0,45; MnO – 0,035; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,066; Na<sub>2</sub>O – 0,44; K<sub>2</sub>O – 1,2; SO<sub>3</sub> не обнаружен. Для опок значения окислов (%): SiO<sub>2</sub> общ. – 78,17–85,98 (SiO<sub>2</sub> аморф. – 34,38–67,46); CaO – 0,28–0,43; MgO – 0,81–1,35; FeO – 0,14–0,30; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,13–7,86; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,36–3,58; TiO<sub>2</sub> – 0,19–0,45; MnO – 0,015–0,09; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,055–0,066; Na<sub>2</sub>O – 0,31–0,61; K<sub>2</sub>O – 0,9–1,47; SO<sub>3</sub> не выявлен; для трепела (одна проба, %): SiO<sub>2</sub> общ. – 78,30 (SiO<sub>2</sub> аморф. – 42,08); CaO – 0,25; MgO – 1,30; FeO – 0,15; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 9,03; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,17; TiO<sub>2</sub> – 0,41; MnO – 0,017; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,09; Na<sub>2</sub>O – 0,61; K<sub>2</sub>O – 1,47; SO<sub>3</sub> – 0,18 [372]. Семь ПМ диатомитов и опок (VI-1-2, 3, 4, 5, 6, 7, 8), локализованных в верховьях руч. Хагатломсоим, характеризуются следующим химическим составом. Диатомит (в среднем, %): SiO<sub>2</sub> – 74,0; CaO – 0,89; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 11,67; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,62; опока (%): SiO<sub>2</sub> – 82,32–92,0; CaO – 0,2–10,2; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,95–6,76; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,85–2,70 [227]. Мощность и границы «продуктивных горизонтов» на указанных объектах не установлены [227, 372]. Все они относятся к органо-диатомитовой формации; сырье – многоцелевого назначения. Для Западно-Сибирского нефтегазового комплекса, помимо прочего, актуально использование этих пород в строительной и теплоизоляционной отраслях, а ввиду их высоких сорбционных свойств – для естественной очистки как питьевых, так и технических вод.

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Асбест хризотилковый.** Хризотил-асбестовая минерализация приурочена в основном к тектонизированным эндоконтактам небольших тел серпентинитов [66]. Проявление Мрачное (II-1-18) расположено в верховьях р. Харбей. Здесь выделены две асбестоносные полосы: восточная (мощностью 100 м) и западная (180 м), представляющие собой участки полностью серпентинизированных перидотитов. Мощность жил не превышает 15 см; асбест продольно-волокнистый с длиной волокон от 1 до 30 мм. В отдельных линзах отмечены полоски асбеста длиной 50–55 мм. Минерал имеет зеленовато- и серовато-белую окраску, низкую (реже среднюю) прочность. Наряду с хризотил-асбестом в небольшом количестве встречен пикролит («досчатый» асбест). Минерализация прослежена на расстоянии 750 м в сторону от русла реки, степень насыщенности асбестовыми жилами «неполнопроявленных» апоперидотитовых серпентинитов осталась невыясненной [300, 308]. Пункты минерализации в ультрамафитах слюдяногорского комплекса (II-1-6, 55, 76) представлены одиночными

жилами и прожилками, реже небольшими «зонами», рассеченными мало-мощными (до 5 см) жилами с поперечно- и длиноволокнистым хризотилом. Прожилки хризотил-асбеста установлены и среди метаморфических сланцев на р. Большой Харбей (ПМ II-1-90) [71], а также в гипербазитах малохадатинского дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (ПМ I-2-36, 37). Все объекты практического значения не имеют.

**Асбест амфиболовый.** Подобная минерализация известна на правобережье руч. Хартманюшор (ПМ II-1-71). В небольшом массиве амфиболизированных перидотитов наблюдается несколько выклинивающихся прожилков асбеста мощностью до 3 см. Минерал представлен тремолитом белого, местами зеленоватого цвета; расположение волокон косое по отношению к стенкам жилок. Амфибол-асбест пушится с некоторым трудом и обладает ломкостью, что может быть вызвано процессами поверхностного выветривания [411]. Прожилки роговообманкового асбеста (с длиной волокон до 5 см) присутствуют в измененных амфиболитах (ПМ I-1-39) [381], а также в дайках и массивах габброидов (I-1-40, 41, 90). Практической значимости и эти объекты не имеют.

**Мусковит.** Кондиционная слюдяная минерализация связывается в основном с пегматитовыми жилами. Малое месторождение *Володякеуское* (I-1-80) расположено в верховьях руч. Марун-Шор; там выполнена предварительная разведка 17 жил мусковитовых пегматитов, пересекающих эклогиты, амфиболиты и гнейсы марункеуской свиты. По структурно-вещественному составу субстрата они разделены на три группы: пегматитовые, кварц-полевошпатовые и существенно кварцевые. Тела первого типа локализованы на контактах гнейсогранитов с эклогитами и выполнены кварцем, микроклином и мусковитом. В жилах второго типа светлая слюда дает редкие вкрапления в кварц-плагиоклазовой массе. В третьих (залегающих непосредственно в гранитах) мусковит образует цепочки разноориентированных пластинок с «бахромой» биотита и альбита. Мощность жил 0,04–3 м; протяженность – от 1 до 60 м. Размер мусковитовых пластин достигает 50×50 см, выход слюды – до 12 кг на 1 м<sup>3</sup> породы [65]. Суммарные запасы (категорий В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub>) по 17 жилам, содержащим слюду кондиционного качества, составляют 269 032 кг. Госбалансом месторождение не учитывается и полагается неперспективным для дальнейшего изучения. Крупные выделения мусковита, наблюдаемые иногда в кристаллосланцах и гнейсах других докембрийских стратонтов, могут представлять лишь минералогический интерес.

**Тальк.** Объемное и прожилковое оталькование в гипербазитах, особенно в зонах «залеченных» разрывных нарушений, встречается достаточно часто, формируя обычно узкие линейные выделения. Наиболее значительное по масштабу проявление р. Харчерузь (II-1-13) в южном блоке Сымкеуского дунит-перидотитового массива. Объект представляет собой зону оталькованных гарцбургитов северо-восточного простирания мощностью до 10 м,

прослеженную на 1 км по развалам и коренным выходам; жилки благородного талька достигают 3 см. Тальковая минерализация сопровождается интенсивной серпентинизацией с прожилками амфибол-асбеста [386]. Два пункта тальковой минерализации (II-1-63, I-2-3) установлены на руч. Кузь-Шор и р. Малая Хуута; там небольшие тела (протрузии) серпентинитов рассечены многочисленными прожилками, гнездами талька и асбеста. Практического значения эти объекты не имеют.

**Графит.** Прослои углеродистых сланцев отмечаются в составе метаморфитов позднего протерозоя; в некоторых случаях они могут рассматриваться как потенциальное графитовое сырье. В пункте минерализации I-2-14 (правобережье р. Пэдарата) среди пород няровейской серии установлена пачка кварц-графитоидно-слюдяных сланцев мощностью 120 м, прослеженная на 3 км. Чешуйки графита размером 0,03–0,04 (до 0,9) мм образуют рассеянную вкрапленность; содержание минерала в породе составляет 10–15%. Отмечается сопутствующая вкрапленность пирита и гематита [385]. Подобная же минерализация выявлена на р. Гена-Хадата, где на протяжении 10 км фиксируются прослои и линзы кварц-графитовых сланцев мощностью 5–30 м (ПМ I-1-53), а также на ручьях Обещающий (ПМ I-1-48), Молибденитовый (II-1-23) и р. Лаптаёган (II-1-72). Результаты анализов образцов, отобранных при маршрутном опробовании, показали низкий выход графита из сланцев [72]. Объекты не представляют практического интереса.

**Цеолиты.** Установлены в Щучьинском синклинии среди осадочных пород среднего–верхнего девона. Проявление Наунпэйское (I-2-29) расположено в верховьях р. Нядаяха; цеолитоносные терригенные отложения энзорской толщи залегают на карбонатных брекчиях, сцементированных вулканомиктовым (цеолитсодержащим) материалом. Макроскопически руды представляют собой крепкие относительно однородные породы, в зависимости от степени ожелезнения имеющие красновато-розовую, темно-розовую или кирпично-красную окраску. Их минеральный состав по результатам рентгеноструктурного анализа определяется двумя минералами цеолитовой группы: ломонитом и шабазитом (85–90% объема породы); примеси обычно не превышают 15%. Иногда отмечаются разновидности руд, содержащие до 95–100% морденита. По химическим, физико-механическим, термическим, сорбционным, ионообменным свойствам цеолитоносные породы отвечают самым высоким требованиям. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$ , оцененные по минимальным параметрам (средняя мощность продуктивной толщи 5 м, протяженность 5 км, глубина разработки 50 м, объемный вес руды 2,6 т/м<sup>3</sup>) составляют в сумме 3,2 млн т, что позволяет прогнозировать здесь среднее месторождение [38]. Кроме описанного проявления, единственный пункт минерализации (I-2-13) зафиксирован в обрывах р. Нядаяха, где цеолиты (в количестве до 20%) присутствуют в цементе песчаников поздне триасового возраста. Оруденение слабо изучено.

## ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Ведущая роль в этой подгруппе принадлежит жадеиту, практический интерес могут представлять демантоид, лазулит, агаты, в качестве поделочных камней – эклогиты, вебстериты, энзориты и серпентиниты.

**Демантоид.** Единственное проявление Скальное (I-1-59) приурочено к западному эндоконтакту ультрамафитового массива Сьумкеу; открыто в результате специализированных поисковых работ МГП «Норд-Рифей» (пос. Харп). Оно расположено в правом борту долины р. Большая Хадата, где в скальных выходах обнажаются тремолит-серпентинитовые метасоматиты с рассеянной вкрапленностью демантоида – ювелирной разновидности андрадита. Практический интерес может представлять обогащенный гранатом элювий под скальной стенкой. Одна из таких площадей (50×15 м) характеризуется средним содержанием граната-сырца 65 г/м<sup>3</sup>; вторая (40×10 м) – 36,5 г/м<sup>3</sup>. Суммарные прогнозные ресурсы высоких категорий для этих контуров составляют 312,7 кг граната-сырца [67, 323].

**Жадеит.** На территории известно четыре разноранговых объекта этого вида сырья. Среднее месторождение Пусьерка (I-1-44) находится на вершине одноименной горы, вблизи западного контакта Сьумкеуского гипербазитового массива. Здесь, в зоне тектонической трещиноватости среди серпентинизированных гарцбургитов локализованы жадеит-плагиоклазовые породы, плагиоклазиты и жадеититы. Рудные тела (на объекте их около 130) образуют серию жил и неправильной формы линз мощностью 1–3 м и протяженностью до 15 м, которые формируют полосу шириной до 200 м, прослеженную на расстояние более 10 км. Контакты жил с вмещающими ультрамафитами резкие секущие, обычно «тектонизированные». Окраска жадеитов неравномерная: бледно-зеленовато-серая пятнистая, иногда чередующаяся белой и черная. По ювелирным качествам они соответствуют III, иногда II сорту; участки с высокосортовым сырьем встречаются крайне редко. В минеральный состав, кроме жадеита, входит альбит (с реликтами более основного плагиоклаза) и пироксен с повышенным содержанием диопсидовой составляющей. Наиболее высокое качество полезного компонента отмечается в жиле № 88. Она имеет зональное строение: внутреннее ядро («основное тело») сложено собственно жадеитом, а внешняя рыхлая оторочка – продуктами его изменений (глинистым агрегатом). Ювелирного качества жадеит (империал) располагается лишь в зальбандах основного тела или в виде обломков в глинистой массе. Ширина продуктивного контура в центральной части жилы – около 5 м, внешней оторочки – до 0,5 м. Морфология выделений ювелирного жадеита разнообразная: он встречается в виде неправильной формы гнезд, ветвящихся прожилков, небольших желваков. «Ювелирно-поделочные» сорта жадеита обычно располагаются рядом с «ювелирными», чаще отмечаясь в самой внутренней зоне, где последний отсутствует. Качество выходного продукта на месторождении Пусьерка оценено по стандарту ТУ-41-07-11-83 от 5.10.1985 г. «жадеит в сырье, представленный

для экспорта», согласно которому указанный объект содержит ювелирный жадеит («империал») класса БП-АП, **ювелирно-поделочный жадеит** («комершиал») III-I сортов и жадеит поделочный («утилити»). По результатам предварительной разведки жилы № 88 (1987–1990 гг.), запасы жадеита категории С<sub>2</sub> составили: сырец – 77,1+0,3 т; ювелирные сорта – 3,4+0,6 кг; ювелирно-поделочные – 0,6 кг; поделочные – 453 т. В процессе разведки в 1989 г. извлечено 34,6 кг ювелирного жадеита. До 1999 г. на жиле № 88 велись эксплуатационные работы силами МГП «Норд-Рифей», а затем ЗАО «Империал». Месторождение находится на территории Горнохадатинского заказника и в настоящее время законсервировано [323].

В 3 км южнее описанного объекта выявлены небольшие проявления жадеита: Южно-Хадатинское-1 (I-1-49) и Южно-Хадатинское-2 (I-1-50). Они представляют собой редкие развалы молочно-белого сливного кварца, плагиоклазатов, слюдисто-кварц-плагиоклазовых пород, а также среднезернистых светло-серых жадеититов. Последние группируются в две полосы северо-восточного простирания, рассматриваемые как проявления. Еще южнее в сыумкеуских ультрамафитах, развитых в тектоническом окне горы Яркеу, на контакте серпентинитов с гранитогнейсами и амфиболитами описаны [282] жилы плагиоклазитов с мелкими «вкраплениями» жадеититов (ПМ II-1-38).

**Лазулит.** Единственное на территории проявление Лазулитовое (I-1-89) обнаружено Д. Н. Литошко в 1984 г. среди отложений верхнехарбейской свиты среднего рифея. Минерализация лазулита сосредоточена исключительно в пластах кварцитов (мощностью 12–30 м), чередующихся с метаморфизованными ортопородами основного состава в зоне надвига. Максимальные скопления этого минерала (в ассоциации с крупнокристаллическим гематитом) тяготеют к краям кварцитовых тел. Цвет лазулита обычно темно-синий или синий, он меняется в зависимости от состава кварцитов; по химизму минерал относится к магнезиальной и железомagneзиальной его разновидностям. Темные индигово-синие лазулиты тяготеют к гематитсодержащим кварцитам, синие локализуются преимущественно в дистеновых и хлоритоидных кварцитах. Запасы лазулита (авторские) оценены сотрудниками МГП «Норд-Рифей» по категории С<sub>2</sub>: для ювелирных сортов – 476,1 кг; для коллекционного материала – 5,83 т [323].

**Агаты.** Обломки бледно-голубых халцедонов были обнаружены в 1960 г. В. А. Чепкасовым в аллювии среднего течения р. Большой Харбей (в 1,5 км ниже устья руч. Париквасьшор). В 1989 г. при ГДП-50 Собь-Ханмейской площади установлены коренные источники агатов трещинного типа. Месторождение получило название Харбейское, а впоследствии, по наиболее богатой его южной части переименовано в Ягодное. В 1991–1992 гг. объект изучался силами ГП «Норд-Рифей» [285] с проведением поверхностной разведки (проходка канав вручную) и попутной добычей агат-халцедонового сырья.

Упомянутое малое месторождение Ягодное (II-1-81), расположенное чуть ниже устья руч. Хартманношор, представляет собой серию субпараллельных

жилых агатоносных зон. Эти зоны, а также жилы внутри них распределены крайне неравномерно, по простиранию они прослежены горными выработками. Агатсодержащие тела залегают среди гранатовых амфиболитов, слюдяных гнейсов и мигматитов ханмейхойской свиты в удлиненных сложно ветвящихся кулисообразных линзах плагиопегматитов и силикситов субширотного простирания. Агаты и халцедоны приурочены к метасоматическим брекчиевидным карбонатно-глинисто-кварцевым образованиям, выполняющим многочисленные трещины шириной от первых сантиметров до первых метров [98]. Характеризуются разнообразием расцветок (бесцветные, сапфирины, карнеолы, сердолики, сардеры) и рисунков (бастионные с зонально-концентрическим строением, полосчатые, точечные). Агаты выполняют разнообразными по форме полости, часто образуют жеоды размером до 20×30×50 см в поперечнике. Полосчатые разновидности встречаются в жилках мощностью от нескольких миллиметров до 5 см. Исходя из декоративных свойств и размеров, агаты месторождения Ягодное оцениваются специалистами ПО «Уралкварцсамоцветы» как камни II и III сортов по ОСТ 41.117-76. В среднем эти сорта составляют 10% от объема агатсодержащих брекчий, еще 20% соответствуют коллекционному камню. Запасы сырья категории С<sub>2</sub> оцениваются в 3127,6 т, ювелирного сырья – в 52 361 кг [98]. Авторские прогнозные ресурсы высоких категорий [285] определены в контурах выделенных перспективных участков (метод аналогии, эталонный объект – месторождение Ягодное); коэффициент достоверности для участков первой очереди заверки – 0,3, второй очереди – 0,1. В целом величина прогнозных ресурсов ювелирных агатов по категориям: Р<sub>1</sub> – 172 т, Р<sub>2</sub> – 157 т.

**Эклогит.** Проявление Володякеуское (I-1-58) находится на хр. Марун-Кеу вблизи «Рыжей Горки». Участок имеет форму вытянутого в меридиональном направлении прямоугольника размером 3×1,05 км. Здесь наблюдается сложное сочетание дислоцированных эклогитов, метаперидотитов и метагабброидов, относящихся к слюдяногорскому комплексу. Выделены три продуктивные площади: «Володякеуская», «Перидотитовая» и «Горы Рыжей». Наибольший интерес представляет декоративное сырье последней из них, сложенной пироповыми эклогитами, а также протрузиями гранатовых и плагиоклазовых перидотитов. Гранатсодержащие ультрамафиты составляют основную часть (до 75%) объема всех пород. Кроме того, наблюдается широкая гамма «переходных» эклогитизированных разновидностей: от анортозитов к габброноритам и троктолитам. Обилие ксенолитов, вмещающих омфацит-кианит-пироповые эклогиты, и присутствие друзит-эклогитов обуславливают широкую палитру расцветок и текстурно-структурных «рисунков», что резко повышает декоративные свойства камня и, как следствие – ценность поделочного и коллекционного сырья. По выводам СНИГЭ УГГГА (1991 г.), эклогиты данного объекта отвечают требованиям ГОСТ 9479-84. Здесь установлены следующие минералы коллекционного качества: гранат (пироп, альмандин), кианит, титанит, рутил, мусковит, омфацит, фуксит, смарагдит, амазонит, феррогастингсит. Проявление изучено только с поверхности, оценивается как перспективное.

**Вебстерит.** Проявление Ньюдатарское (I-1-51) расположено на правом берегу руч. Ньюдатарка. В элювиальном крупноглыбовом развале серпентинизированных гарцбургитов (со шлировидными выделениями ортопироксенитов) установлены три ветвящиеся жилы порфировидных вебстеритов с пятнистой текстурой, мощность их – 3–5 м. Цвет пород варьирует от тускло-грязно-зеленого до ярко-травяно-зеленого. Ортопироксен (бронзит) нередко образует крупные (1,5–15 см) вкрапленники коричневато-золотистого цвета, распределенные неравномерно и занимающие до 7% объема породы. Клинопироксен (возможно, хромдиопсид) чаще ярко-зеленый полупрозрачный, среднего размера (1 мм). При полировке вебстериты приобретают густо-зеленый насыщенный цвет с яркими золотистыми пятнами. Испытания этих пород как поделочного или облицовочного камня не проводились [67].

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Представлены месторождениями «местного значения». Породы различного генезиса – магматические (граниты, габброиды, эффузивы) и осадочные (карбонатные, глинистые, обломочные) разведаны для решения народно-хозяйственных задач (в первую очередь – нужд городских поселений Салехард и Лабытнанги), в том числе и в связи со строительством южного участка железной дороги Обская–Бованенково.

### Магматические породы

**Кислые интрузивные породы.** Малое месторождение Харбейское (II-1-26) занимает объем небольшого массива сядатаяхинского комплекса, расположено на водоразделе ручьев Водопадный и Молибденитовый (верхнее течение р. Большой Харбей). Тело сложено микроклин-пертитовыми гранитами, прорывающими минисейшорскую свиту среднего рифея. Физико-механические испытания показали соответствие требованиям, предъявляемым ТУ 43-57 к обычному бутовому строительному камню марок 800 и 1000. Кроме того, породы обладают декоративными свойствами (цвет и структурно-текстурные особенности); окраска зависит от количественных соотношений слагающих минералов (розоватая обусловлена наличием микроклина, бледно-зеленоватая – метасоматическим мусковитом) [98]. Площадь выхода гранитов на дневную поверхность – 0,5 км<sup>2</sup>. Запасы бутового камня до глубины 10 м составляют 5 млн м<sup>3</sup>. Месторождение располагается рядом с дорогой пос. Полярный–пос. Харбей.

**Основные и ультраосновные интрузивные породы.** Крупное месторождение Невидимка (II-1-102) находится в 11 км от г. Лабытнанги, на левобережье р. Малый Ханмей; сложено габбро и габбродолеритами собского комплекса. Породы могут быть использованы для приготовления бута и щебня [351]. Запасы строительного камня категорий С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> составляют 311 млн м<sup>3</sup> [368].

**Эффузивные породы.** Малые месторождения строительного камня Ензорское-I (I-3-5) и Нганотяхинское (I-3-7) расположены в дорожных выемках на перегоне 145–147 км ветки Обская–Бованенково. Образованы вулканитами преимущественно андезибазальтового состава, относящимися к янганапэйской толще. Породы соответствуют низким маркам бутового камня (200–600) и пригодны по морозостойкости для изготовления щебня марок 600–1400; запасы их практически не ограничены [368].

Малые месторождения Матпугольское (II-1-103) и Нягарпугольское (II-1-110) сходных андезибазальтов находятся в верховьях р. Тоупугол. Являясь по сути единым объектом, они разделены на площади заболоченными долинами ручьев. Эффузивы и туфы оценены как сырье для изготовления щебня марок 1000–1400; по прочности и морозостойкости могут быть использованы в качестве бутового камня марок «Мрз-300, 200, 150, 100». С добавкой 35% известняков часть запасов пригодна для производства минеральной ваты типа «А». Выделяется также ряд разновидностей, приемлемых для изготовления базальтовых волокон.

### Карбонатные породы

**Мраморизованный известняк и мраморы.** Крупное месторождение Янганапэйское (другое название Лаборовое) (I-2-27) находится на хр. Янгана-Пэ, в 8 км от железнодорожной ветки Обская–Бованенково; приурочено к карбонатной толще силура. Мраморизованные известняки и мраморы обладают отменными декоративными качествами и исключительно однородным химическим составом с минимумом глинистых и других примесей; содержание СаО очень высокое – 54–55,5%. Выход блоков объемом до 4,5 м<sup>3</sup> составил 20%, стандартных плит толщиной 20 мм – 10,5 м/м<sup>3</sup>. Сырье пригодно для промышленного освоения по всем известным направлениям использования [368]. Разведанные запасы месторождения – 3 млн м<sup>3</sup>; объект законсервирован.

**Известняк.** Крупное месторождение Новогодненское (II-1-96) расположено на водоразделе ручьев Тоупугол и Тоупугольегарт в 0,5–2 км западнее от железной дороги Обская–Бованенково. Площадь его составляет 2,6 км<sup>2</sup>, протяженность разведанного поля – около 2,5 км при ширине от 400 до 1200 м. Полезная толща (мощностью 95 м) представлена трещиноватыми известняками, чередующимися с эффузивами основного состава. Эти образования прослежены выработками по падению до глубин 100–217 м. В зонах разрывных нарушений материал раздроблен до состояния щебня. По реакции на сжатие известняки относятся к группе отложений средней прочности, эффузивы – к высокопрочным. Карбонатные породы отличаются повышенной морозоустойчивостью; по степени трещиноватости перспективны для получения моноблоков и по этому параметру сопоставимы с аналогичными образованиями Пайпудынского месторождения. Разведанные запасы известняков [363] до горизонта +100 м составляют по категориям В + С<sub>1</sub> 31 938 тыс. м<sup>3</sup> (85 274 тыс. т). Предварительно оцененные запасы категории С<sub>2</sub> на флангах месторождения

равны 13 214 тыс. м<sup>3</sup> (35 281 тыс. т). По данным В. П. Пахомова (2001 г.), общие запасы месторождения оцениваются по категориям А + В + С<sub>1</sub> в 149,2 млн м<sup>3</sup> с годовой производительностью: блоков – 2912,4 тыс. м<sup>3</sup>; отсыпного щебня – 4386 тыс. м<sup>3</sup>; щебня на известь – 123,9 тыс. м<sup>3</sup>; цементного сырья – 500 тыс. м<sup>3</sup>; щебня декоративного – 60 тыс. м<sup>3</sup>; отсева песка – 1241,3 тыс. м<sup>3</sup>; извести – 98,4 тыс. т. Месторождение эксплуатируется; его сырье может быть использовано также для производства известковой муки, минеральной ваты, базальтового волокна, облицовочного камня. Приведенные выше значения запасов Госбалансом не учитываются.

### Глинистые породы

**Глины кирпичные.** Малое месторождение Ханмейское (II-1-117) находится на левобережье р. Ханмей в 1,2 км южнее ж/д станции Обская; приурочено к озерно-аллювиальным отложениям четвертой надпойменной террасы. Глины грубодисперсные умеренно пластичные, с небольшим количеством включений. По содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + SiO<sub>2</sub> они относятся к группе кислого сырья и пригодны для получения полнотелого кирпича марки 100. Запасы месторождения 4200 тыс. м<sup>3</sup>, в том числе по категориям А + В – 1858 тыс. м<sup>3</sup>. Возможен прирост запасов (прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> составляют 57 927 тыс. м<sup>3</sup>). Месторождение не эксплуатируется.

**Глины керамзитовые.** Малое месторождение Горно-Князевское (III-1-10) расположено в 14 км северо-восточнее г. Салехард на правом берегу р. Обь. Детально разведанная пластообразная залежь приурочена к аллювиально-морским отложениям третьего террасового уровня. Полезная толща мощностью от 8 до 14 м (в среднем 10,8 м) представлена плотными пластичными глинами серого и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Средний выход фракции <0,01 мм – 95,3%, содержание крупнозернистых включений (>0,5 мм) от 0,1 до 10,2% (в среднем 0,37%); пластичность – 10,1–25,4. Химический состав (%): SiO<sub>2</sub> – 59,67–78,6; CaO – 0,34–1,07; MgO – 0,98–1,01; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,83–8,26; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,97–18,22; TiO<sub>2</sub> – 0,7–1,13; ппп 2,49–7,65. Коэффициент вспучиваемости глин (с добавкой 0,5% мазута) – 2,9–7,5. Полузаводскими испытаниями установлена пригодность сырья к производству кирпича марки 100–125 и керамзита. Запасы по категориям (тыс. м<sup>3</sup>): В – 669, С<sub>1</sub> – 2863. Месторождение законсервировано.

### Обломочные породы

**Песчано-гравийный материал.** На территории листа Q-42 разведано три объекта этого вида сырья, выявленных и оцененных на поисковой стадии работ; на одном из них проведена разведка [336]. Крупное месторождение Катравожское (III-1-11) расположено на р. Сось в 30 км юго-западнее г. Салехард. Полезная толща (песчано-гравийная смесь и строительный песок) приурочена к пойменному аллювию и представлена линзообразным телом, вытянутым вдоль русла реки; мощность ее – 4,7–6 м. Модуль крупности верхнего слоя – 1,64, нижнего – 2,52 (в среднем по залежи – 2,35).

Прямыми испытаниями (ВНИИстрой) получены бетоны марок 200–300. Суммарные запасы ПГС и строительного песка по категории С<sub>1</sub> оценены в 66 769,5 тыс. т из них, ПГС – 37 372 тыс. т; объект законсервирован.

Малое эксплуатируемое месторождение Долинное (П-1-118) располагается на правом берегу р. Большой Ханмей, в 3 км ниже ее слияния с р. Малый Ханмей; детально разведано в 1988 г. Полярно-Уральской КГРЭ. Линзообразная залежь приурочена к аллювию первой и второй надпойменных террас; мощность ее – от 1 до 20 м (в среднем 3,6 м), породы мерзлые. Пески, отсеянные от смеси, имеют модуль крупности 2,27; глинистых частиц – не более 5%, насыпная плотность – 1,6 т/м<sup>3</sup>. Полузаводские испытания установили пригодность песчано-гравийной смеси (после промывки) для производства бетонов марки 400–450. Запасы по категориям (тыс. м<sup>3</sup>): В – 337,8; С<sub>1</sub> – 1192,2; С<sub>2</sub> – 2166,2.

Малое месторождение Сандибейское (П-2-35) расположено в голоценовом аллювии русла р. Сандибей, в 0,5 км ниже слияния двух ее составляющих. Залежь представлена двумя линзообразными телами: первое (мощностью 1–1,3 м) имеет модуль крупности 1–2,04; во втором (2–6,7 м) тот же параметр составляет 2–2,59. После рассева песок и гравий пригодны в качестве заполнителя бетонов. Запасы категории С<sub>2</sub> определены в количестве 854,1 тыс. т; месторождение законсервировано.

**Песок строительный.** На территории листа известно 16 месторождений данного вида полезных ископаемых [336]; они связаны с аллювиальными, озерно-аллювиальными и аллювиально-морскими отложениями в возрастном диапазоне от среднего неоплеистоцена по голоцен. На трех объектах проведена детальная разведка. Запасы и освоенность наиболее значимых из них характеризуются табл. 3. Полный список месторождений приведен в прил. 1 к объяснительной записке.

Таблица 3

**Запасы месторождений строительного песка**

Номер на карте	Наименование объекта	Запасы по категориям, тыс. м <sup>3</sup>		Ранг и освоенность месторождений
		В + С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>	
П-1-108	Харбейское		2450	Малое (законсервировано)
П-1-109	Морошка	1005,8	483,9	Малое (эксплуатируется)
П-1-114	Овражное	38 250	19 888	Крупное (эксплуатируется)
П-1-116	Междуреченское		19 569,4	Крупное (законсервировано)
III-2-1	Ямбур-Нельское		14 900	Среднее (законсервировано)
IV-4-1	Верхнеполуйское		29 000	Крупное (законсервировано)
VI-2-1	Куноватское		14 933	Среднее (законсервировано)
VI-2-4	Хора-Юганское		1765	Малое (законсервировано)
VI-5-3	Курьухское		25 500	Крупное (законсервировано)

Примером «неоплейстоценового» месторождения озерно-аллювиального генезиса является Овражное (П-1-114), расположенное в 2 км ниже слияния рек Большой и Малый Ханмей. Детальной разведкой оконтурена пластообразная полезная толща в отложениях четвертой надпойменной террасы; средняя ее мощность – 10,1 м. Залежь неоднородная по качеству сырья, представлена в основном кварцевыми песками (среднее содержание кварца – 70,3%); породы мерзлые. Модуль крупности песка – от 1,46 до 1,61 (в среднем 1,55), средневзвешенное содержание глинистых частиц – 1,58%. Насыпной объемный вес – 1,5 т/м<sup>3</sup>, удельная плотность – 2,65 т/м<sup>3</sup>. Полузаводскими испытаниями (ВНИИстрой) установлена пригодность песков для получения бетонов марок 400–600 при условии добавки 20% дробленого «псаммита». Запасы строительного песка (тыс. м<sup>3</sup>) по категориям: В – 4758; С<sub>1</sub> – 33 492; С<sub>2</sub> – 19 888. Месторождение крупное, эксплуатируется.

К типовым объектам аллювиального происхождения может быть отнесено месторождение Верхнеполуйское (IV-4-1), приуроченное к руслу р. Полуй на отрезке от фактории Сорото вверх до устья р. Большая Харвута. Залежь состоит из шести сильно вытянутых линз средней мощностью 5,5 м; породы полностью обводнены. Модуль крупности песка – от 1,02 до 2,88 (средний – 1,95). Содержание глинистых частиц – 0,2–3,2%. Запасы оценены по категории С<sub>2</sub> в 29 000 тыс. м<sup>3</sup>. Сырье может использоваться в качестве мелкого заполнителя в бетонах и растворах. Эксплуатация проблематична из-за водоохраных мер.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ

**Йодные.** При бурении поисковых и разведочных скважин на углеводородное сырье в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна было открыто уникальное Тюменское месторождение промышленных йодных вод [279]. За пределами трапеции (на площади листа О-42) в 1960–1966 гг. разведаны и утверждены их запасы по Черкашинскому, Тобольскому, Сергеевскому и Инжуриинскому участкам в суммарном количестве 130,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Выяснилось, что промышленное значение имеют воды, характеризующиеся концентрацией йода более 16,5 мг/дм<sup>3</sup>; другие сопутствующие микрокомпоненты (Br, В) как **продуктивное сырье** интереса не представляют. Комплексный анализ результатов нефтеразведочных работ на рассматриваемой территории позволил выявить пять проявлений («площадей») минеральных промышленных йодных вод (табл. 4), где содержание полезного компонента близко к промышленному. Все они приурочены к берриаско-аптскому водоносному интервалу, распространенному по всей Западной Сибири; глубины залегания продуктивного горизонта – от 1766 до 2992 м. По составу воды хлоридные натриевые с минерализацией 6,98–11,27 г/дм<sup>3</sup>.

## Краткая характеристика проявлений йодных вод

Название площади	Номер на КПИ	Интервал опробования, м	Минерализация, г/дм <sup>3</sup>	Содержание, мг/дм <sup>3</sup>	
				йод	бром
Ярудейская, скв. 2Я	IV-6-1	1766–1776	6,98	14,35	–
Хейгинская, скв. 1	IV-6-3	2788–2798	6,49	11,65	–
Северо-Лак-Юганская, скв. 101	V-5-3	2602–2615	10,62	10,51	32,0
		2762–2767	8,62	11,38	28,5
		2852–2860	8,20	12,26	24,0
		2984–2992	7,75	12,26	27,0
Южно-Хулымская, скв. 70ЮХ	VI-5-7	2595–2602	11,27	10,51	
Среднехулымская, скв. 52СХ	VI-6-2	2836–2852	10,14	9,46	–

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ

**Минеральные лечебные со специфическими компонентами (йод и бром).** В более южных областях Западной Сибири при поисково-разведочных работах на нефть и газ еще в 1960–1970-е годы подобные воды были выявлены и начали изучаться. Региональное развитие последних в принципе обеспечивает возможность получения их в любом пункте артезианского бассейна. По температурным показателям, солевому и газовому составу, содержанию специфических компонентов эти минеральные подземные воды признаны бальнеологическими. На базе берриаско-аптского относительно водоупорного горизонта работают многие лечебные учреждения в Ханты-Мансийском, Сургутском, Нижневартовском районах. Использование минеральных вод более высокого аптско-сеноманского уровня ограничено тем, что они рекомендованы для закачки промышленных стоков в связи с экологическими проблемами региона, а также широко используются в технических целях.

На территории листа Q-42 месторождения минеральных лечебных йодобромных вод не установлены, поэтому их нет и на карте полезных ископаемых. Следует, однако, отметить, что одной из скважин в центре г. Салехард на глубине 400 м в юрских отложениях выявлены уникальные по бальнеотерапевтическим свойствам лечебные подземные воды. Уровень установился на глубине 6,25 м; дебит составил 1,29 л/с при понижении 38,4 м. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 1,1 мг/дм<sup>3</sup> и очень высоким содержанием органического вещества. По заключению Свердловского научно-исследовательского института курортологии и медицинской реабилитации, вода может использоваться для лечения нервной и костно-мышечной систем, органов пищеварения, в гинекологии и при поражениях кожи. Эксплуатационные запасы лечебных вод не подсчитаны. Кроме того, скважинами на территории

райцентра Аксарка в аллювиальных и аллювиально-морских четвертичных отложениях вскрыты воды с минерализацией 2–3 г/дм<sup>3</sup>, близкие по составу к «Тюменской» минеральной лечебно-столовой воде. По заключению Свердловского научно-исследовательского института курортологии и медицинской реабилитации, они также могут использоваться в лечебных целях. Оценка запасов не проводилась.

## ПИТЬЕВЫЕ

**Пресные.** На площади листа Q-42 разведаны и оценены эксплуатационные запасы по семи малым месторождениям пресных подземных вод хозяйственно-питьевого назначения (табл. 5).

Таблица 5

### Характеристика месторождений питьевых пресных подземных вод

Наименование месторождения	Индекс клетки и номер на карте	Дата утверждения запасов	Эксплуатационные запасы, тыс. м <sup>3</sup> /сут, по категориям			
			А	В	С <sub>1</sub> /С <sub>2</sub>	Всего
Щучьинское	I-1-3	ТКЗ 1984 № 28	–	–	–/29,0	29,0
Карантинное	III-1-1	ТКЗ 28.12.1990 № 14/90	–	–		12,6
Вырчикское	III-1-2	ТКЗ 28.12.1990 № 14/90	–	–		9,0
Салехардское I	III-1-3	ТКЗ 22.07.1988 № 10469	–	–		20,0
Полуйское*	III-1-7	ТКЗ 29.04.2011 № 07/11	2,5		2,5/–	5,0
Лонгъюганское*	V-5-1	ТКЗ 30.12.1988 № 10/88	2,4	–	–	2,4
Приозерное*	VI-6-8	ТКЗ 25.06.2004	1,0	1,0	–	2,0
Итого:						80,0

\*месторождение эксплуатируется.

Все эти месторождения приурочены к водоносным горизонтам квартера, они являются основным источником водоснабжения городов и поселков территории. Кроме как на КПИ данные объекты показаны и на карте плиоцен-четвертичных образований. Водовмещающие отложения мощностью 7–75 м представлены разнородными песками с прослоями алевроитов и глин. Проницаемость их различная, коэффициент фильтрации достигает 10,6 м/сут. Дебиты скважин составляют 0,1–0,9 м<sup>3</sup>/сут при понижениях соответственно 8–27,9 м. Воды безнапорные или имеют местный напор. По химическому составу преобладают гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,07–1,0 г/дм<sup>3</sup>. Общие запасы питьевых пресных подземных вод оцениваются в 80 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

**Технические (солончатые).** Эти воды используются при разработке нефтяных месторождений с целью поддержания пластового давления в залежах. На территории известно одно малое эксплуатируемое

месторождение Средне-Хулымское (VI-6-4); высоконапорные слабосолоноватые технические воды приурочены к апт-сеноманскому водоносному горизонту. Водовмещающие отложения представлены песчаниками и алевролитами с прослоями глин. Воды термальные с температурой на изливе от 49 до 78 °С. По химическому составу они хлоридные натриевые с минерализацией 18,4–22,2 г/дм<sup>3</sup>. ГКЗ (№ 1826 от 24.12.2008 г.) утверждены эксплуатационные запасы категории В в количестве 8,4 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Позднее ТКЗ Ямалнедра проведена переоценка запасов (протокол № 06/11 от 17.03.2011 г.) и получен результат в 7,84 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

---

---

---

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Общая картина распределения на территории минерального сырья обусловлена сочетанием неодновременных процессов (как общегеологических, так и рудообразующих), сменявших друг друга в пространстве и времени. Те или иные вещественные их проявления, будучи сами по себе «дискретными», укладываются в очень широкий возрастной диапазон и отвечают самым разнообразным геодинамическим обстановкам.

### Эпохи, этапы и стадии минерагенеза

Крупнейшими отрезками времени, определяющими специфику концентрирования полезных компонентов в рудные объекты, принято считать минерагенические эпохи, которые, как правило, соответствуют региональным тектоническим (тектоно-магматическим) циклам. При этом о минерагении наиболее древних (архейско-раннепротерозойских) формаций говорить что-либо определенное невозможно, так как соответствующий структурный этаж на территории не обнажен. Применительно же к Западно-Сибирской платформе вышесказанное касается и других допозднетриасовых образований фундамента, залегающих на значительных глубинах и совершенно не охарактеризованных в части полезных ископаемых. В рамках минерагенических эпох выделяются этапы; в последних иногда отчетливо обособляются еще менее длительные промежутки – стадии.

**Рифейско-среднекембрийская минерагеническая эпоха** подразделяется на четыре этапа, среди которых на рассматриваемой площади проявлены лишь два последних. В *позднерифейско-ранневендский этап*, отвечающий континентальному рифтогенезу, кислые и средние магматиты второй фазы харбей-собского комплекса инициируют проявления молибдена в грейзенах, свинца, цинка и меди в жильных гидротермалитах; с васькеуским габбродолеритовым комплексом связана титан-железородная минерализация. Заключительный *поздненвендско-среднекембрийский этап* совпадает с байкальским межплитным орогенезом и является наиболее продуктивным для территории. И здесь в минерагенезе доминируют гидротермально-метасоматические рудоформирующие системы. Гранитоиды монзонит-аляскитовой формации генерируют месторождения редких металлов и молибдена, проявления редких земель, мышьяка, золота, меди. Высокотемпературным

динамотермальным метаморфизмом обусловлена рутиловая, графитовая, кианитовая и гранатовая минерализация.

**Позднекембрийско-среднетриасовая минерагеническая эпоха** приходится на становление и длительную эволюцию Уральской мобильной области вплоть до превращения ее в одноименную складчатую систему; в ней обычно четко различаются три этапа. В *позднекембрийско-среднедевонском этапе*, по продуктивности рудогенеза немногим уступающем предыдущему, выделяются две стадии. Первая из них (поздний кембрий–ордовик) отвечает возникновению новой континентально-рифтовой системы, последующему преобразованию ее центральных частей в зону спрединга (с формированием океанической коры), зарождению континентального склона и шельфа на пассивной окраине. В это время господствуют гидротермально-осадочные и магматические рудоформирующие системы. В карбонатно-терригенных отложениях концентрируется стратиформная минерализация марганца, меди, свинца, цинка, золота, фосфоритов. С пайпудынскими гипабиссальными риолитами ассоциируют проявления урана, с ультрамафитами – объекты хромовых руд, жадеита, демантоида. Вторая стадия (поздний ордовик–средний девон) на рассматриваемой площади фиксируется лишь в палеоокеаническом секторе. Связана она со становлением и эволюцией островной дуги; набор рудоформирующих систем достаточно широк: гидротермальные вулканогенные, магматические, контактово-метасоматические, осадочные.

Позднеордовикско-раннесилурийские вулканы вмещают медноколчеданное оруденение. С «корневыми» гипабиссальными габброидами генетически и пространственно связаны проявления титан-железорудной мафитовой формации. Наиболее существенный импульс рудообразования приурочен к заключительным фазам существования островодужной системы: месторождения медно-железорудной и золоторудной скарных формаций генерируются кислыми магматами собского и юнъягинского комплексов, локализуясь в окружающих осадочно-вулканогенных толщах силура. Нижне-среднедевонские терригенно-карбонатные отложения остаточной невулканической дуги вмещают бокситовое оруденение.

*Среднедевонско-среднекаменноугольный этап* совпадает с существовавшим тогда на палео-Урале режимом активной континентальной окраины (формирование вулканоплутонических поясов и флишевых прогибов) и проявлением первых признаков коллизионных процессов. В минерагеническом отношении этап проявлен слабо: в средне-верхнедевонских флишеидных осадках отмечена цеолитовая минерализация, в шельфовых известняках нижнего–среднего карбона установлены малые объекты бокситов и флюорита.

Вещественные проявления *среднекаменноугольно-среднетриасового этапа* (герцинская гиперколлизия, в конце периода на востоке площади – локальный рифтогенез) в доступных для изучения пространствах здесь весьма ограничены – немногочисленные малые тела габбродолеритов и гранитоидов, принадлежащие к двум гипабиссальным комплексам. С дайками граносиенитов и аляскитов связывается молибденовая минерализация. Невскрытыми (глубоко залегающими) кислыми интрузиями могут

быть обусловлены гидротермально-метасоматические изменения раннепалеозойских ультрамафитов, сопровождающиеся оталькованием и асбестообразованием.

**Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха** подразделяется на два этапа. *Среднетриасово-эоценовый этап* характеризуется платформенным режимом на всей рассматриваемой территории. При этом западные области бывшего орогена после планации рельефа почти все время оставались слабоприподнятой сушей. Следы наиболее существенных трансгрессий на Урал в позднем мелу и эоцене (вместе с возможными продуктами минерагенеза) здесь уничтожены последующей эрозией; сохранились лишь отдельные раннемезозойские наложенные депрессии с угленосными терригенными осадками. Большая восточная часть территории в это же время интенсивно опускается: образуется чехол Западно-Сибирской платформы с заметной продуктивностью и отчетливой специализацией вещественных комплексов; в минерагенезе резко доминируют биогенно-осадочные системы.

В рамках рассматриваемого этапа здесь могут быть выделены две стадии. В первую (дотуронскую) на фоне господствующих континентальных и прибрежно-морских обстановок интервал от верхов среднего триаса по ранний мел отмечен четырьмя уровнями накопления бурых углей (в самом нижнем из них установлена, кроме того, локальная ураноносность); в промежутке ранняя юра–сеноман фиксируются пять нефтегазоносных уровней. Туронско-эоценовая стадия характеризуется преобладанием открытоморских условий с формированием опалитоносных стратонов.

*Олигоцен-четвертичный этап* знаменуется существенной структурной дифференциацией территории. Уже в начале периода западные районы (современный Уральский кряж) испытывают тектоническую активизацию на фоне общего воздымания, а с плиоцена – резкое усиление неорогенических движений, сопровождавшееся уничтожением поверхностей выравнивания; частичное разрушение коренных объектов металлических полезных ископаемых приводит к образованию золотых и титаноносных россыпей. На Западно-Сибирской платформе рудоформирование также ограничено осадочно-механическим типом: россыпи титан- и цирконий-содержащих минералов накапливаются в прибрежных зонах внутриконтинентальных бассейнов.

Площадное распределение полезных ископаемых, созданных в те или иные отрезки времени, в силу многих геологических причин тоже не является равномерным, с концентрацией их на локальных участках разной протяженности и ширины. Это, а также совмещение в единых пространствах минерагенических потенциалов разных этапов и стадий и, в довершение всего, масштабные диастрофические процессы на рубежах эпох в совокупности обуславливают регионально проявленную латеральную неоднородность рассматриваемой территории в отношении генетических типов, распространенности и степени концентрирования минерального сырья.

## Главные подразделения минерагенического районирования

Контуры важнейших минерагенических подразделений в значительной мере определяются границами элементов «геологического» районирования: структурно-формационного и (наверное, в первую очередь) тектонического. Площадь листа находится в пределах двух крупнейших одноранговых таксонов: Урало-Новоземельского минерагенического пояса (отвечает западному сегменту Урало-Монгольского складчатого пояса) и Западно-Сибирской минерагенической провинции (соответствует чехлу одноименной платформы). В каждом из них более дробное районирование осуществляется раздельно для двух возрастных интервалов: доолигоценового и олигоцен-четвертичного (условно – «коренного» и «россыпного»).

Для доолигоценовых образований в составе упомянутого пояса здесь выделяются различного размера части пяти минерагенических зон; единственная минерагеническая область представлена целиком. Специфика складчатых систем обуславливает их полную сопряженность (непересекаемость) в пространстве (на поверхности – общность границ смежных подразделений). Вовлечение более древних, образованных в различных обстановках, структурно-вещественных комплексов в последующие геодинамические циклы (то есть наложение на них процессов реювенации) предопределило значительную совокупную длительность минерагенических процессов и, как следствие – полихронность и полигенность большинства таксонов данного ранга.

*Верхнекарско-Елецкая бокситоносная медно-цинково-свинцоворудная минерагеническая зона* (1 Pb,Zn,Cu(Al)/C<sub>3</sub>-C<sub>2</sub>) представлена небольшим фрагментом в северо-западном углу листа. Отвечает здесь крыльям Полярно-Уральского антиклинория, образованным преимущественно верхнекембрийско-ордовикскими терригенными и карбонатными отложениями Иргизлинско-Карской подзоны палеозоя. Вмещает проявления стратиформных цинково-свинцовых руд, медистых песчаников, а также пункты фосфоритовой и свинцово-цинковой жильной минерализации.

Сопряженная с вышеупомянутой *Полярно-Уральская золото-молибденово-меднорудная минерагеническая зона* (2 Cu,Mo,Au/Rf<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>,P) также распространена на площади локально, соответствует ядерной части одноименного антиклинория с выходами на поверхность вулканитов, туфотерригенных и осадочных пород в возрастном диапазоне от позднего рифея по ранний кембрий. Вмещает проявления и пункты минерализации медно-кварцевой жильной формации, а также проявления урана гидротермального типа.

*Лемвинская золото-баритово-марганцеворудная минерагеническая зона* (3 Mn,ba,Au/C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) пространственно совпадает с одноименным аллохтоном (на площади листа его небольшая часть – Орангский пакет пластин, ограниченный с обеих сторон пологопадающими разрывами). В пределах зоны развиты преимущественно парасланцы ниже-среднеордовикской орангской свиты и прорывающие ее малые тела габброидов орангьюганско-лемвинского комплекса; спорадически встречаются существенно кремнистые

породы среднего девона–нижнего карбона (няньворгинская свита), в ядрах мелких антиклиналей иногда обнажены вулканогенно-осадочные образования верхнего венда–нижнего кембрия (сядатынская свита). Таксон вмещает здесь лишь очень небольшие объекты полезных ископаемых – единичные проявления марганца, пункты минерализации золота (золото-сульфидно-кварцевая формация), а также свинца, цинка, меди в кварцевых жилах.

*Харбейско-Марункеуская золото-полиметаллически-редкометалльно-рудная минерагеническая зона* (4 R,Zn,Pb,Au/RF<sub>2</sub>–С,Р–Т) представлена на территории своей северной половиной, охватывает Западно-Харбейский антиклинорий и прилегающую к нему «обнаженную» часть Восточно-Харбейского аллохтона. Здесь распространены среднерифейско-раннекембрийские полиформационные метаморфизованные и метаморфические стратифицируемые образования, а также прорывающие их габброиды, диориты, гранитоиды, трахириолиты и пикриты, принадлежащие к интрузивным комплексам и внедрившиеся в возрастной диапазоне от позднего рифея по ранний ордовик. Зона отличается большим разнообразием видов минерального сырья: помимо «титульных» (месторождения тантала и ниобия, молибдена, проявления бериллия, свинца и цинка, золота) здесь локализованы рудные объекты редких земель, урана, мышьяка, меди, железа, титана, хрома, асбеста, апатита, графита, мусковита, кианита, граната, лазулита.

*Райизско-Войкарская железо-медно-хромоворудная минерагеническая зона* (5 Cr,Cu,Fe/O–C<sub>1</sub>) в пределах листа представлена северо-восточным своим окончанием, соответствует «открытой» части Войкарского синклинория. Стратиграфические подразделения представлены здесь вулканогенными и осадочными породами среднего ордовика–среднего девона. Более половины пространства рассматриваемой зоны выполняют нестратифицируемые магматиты ультраосновного, основного, кислого, реже среднего состава, относящиеся к четырем комплексам, последовательное внедрение которых охватывает примерно тот же возрастной интервал. Таксон вмещает месторождения и проявления золото-сульфидно-кварцевой и золоторудной скарновой формаций (в последнем случае – с сопутствующим железом), проявления хромитов, бокситов, железных руд (контактово-метасоматический тип), медную минерализацию.

*Щучьинская бокситоносная медно-хромово-железорудная минерагеническая область* (6 Fe,Cr,Cu(Al)/O–C<sub>1</sub>,T<sub>3</sub>–J<sub>2</sub>) отвечает одноименному синклинорию, ядро которого сложено в основном кремнисто-карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями девона и карбона, а крылья – островодужными вулканитами позднего ордовика–силура. Стратоны «подстилаются» ультрамафитами, перкнитами и габброидами офиолитовой ассоциации, а прорываются многочисленными интрузиями разного состава, относящимися к шести комплексам (половина из них – многофазные). Центральную часть области слагают слабо сцементированные осадки наложенной раннемезозойской депрессии. В пределах таксона локализованы месторождения и проявления железа (двух генетических типов), жадеита, а также проявления хрома, меди, бокситов, ртути, осадочного урана, талька, флюорита, демантоида, бурого угля, горючих сланцев, золотая, платинопалладиевая и асбестовая минерализация.

В Западно-Сибирской провинции объекты минерального сырья известны только в мезозойско-кайнозойском чехле платформы. Различные виды полезных ископаемых сосредоточены в практически недислоцированных осадочных отложениях на разных стратиграфических уровнях (или интервалах); этим и обусловлены нередкие пересечения на картографической поверхности контуров главных минерагенических таксонов. В среднетриасово-эоценовой части чехла на рассматриваемой территории таковых три.

Самой западной закономерно является *Сосьвинско-Салехардская бокситоносно-угленосная минерагеническая зона* (7 УБ, Al/T<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>), поскольку продуктивные горизонты локализуются в нижней (терригенной) половине разреза; эти отложения участвуют в строении региональной структуры (Приуральской моноклизы), непосредственно примыкающей к складчатому поясу. На площади листа Q-42 зона выражена несколькими проявлениями бурого угля.

Протяженная *Обская опалитоносная минерагеническая зона* (8 оп/K<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>), представленная здесь своим фрагментом, занимает срединную часть территории и продолжается за восточную, южную и западную рамки листа. Ее контур примерно совпадает с областью выходов под плиоцен-четвертичными образованиями верхнемеловой березовской и палеогеновых серовской и ирбитской свит, в которых максимально развиты опоки и диатомиты. Зона вмещает 14 небольших объектов опалитового сырья.

Существенная часть *Кондинско-Березовской минерагенической области промышленных бромисто-йодных вод* (9 J, Br/J-K<sub>1</sub>) охватывает юго-восток территории. Как и в случае с углями, данный вид полезных ископаемых локализуется в нижней половине разреза чехла, однако эти отложения принадлежат уже к другой (Обско-Иртышской) структурно-фациальной области и погружены на значительные глубины. Все пять выявленных скважинами проявлений представлены здесь существенно йодными водами.

Для олигоцен-четвертичного возрастного интервала районирования в «уральском» секторе Урало-Новоземельского минерагенического пояса выделяются две минерагенические зоны: *Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная* (10 Au, di/P<sub>3</sub>-Q) и *Восточно-Уральская платино-золотороссыпная* (11 Au, Pt/P<sub>3</sub>-Q). Граница между ними обычно проводится по фронтальной части Главного Уральского глубинного разлома (здесь она выражена Западно-Сыумкеуским надвигом), разделяющего складчатую систему на «салическую» (западную) и «фемическую» (восточную) региональные полосы, «поставляющие» в позднекайнозойские долины и депрессии разный набор россыпных минералов. Малые непромышленные россыпи золота на площади листа отмечены только в первом из упомянутых таксонов, во втором золотоносность ограничивается шлиховыми потоками. Сколько-нибудь значимых объектов (или сопутствующих компонентов) МПГ и алмазов осадочно-механического генезиса здесь не выявлено. В Западно-Сибирской провинции обширная *Обско-Надымская циркониево-титанороссыпная минерагеническая область* (12 Ti, Zr/P<sub>3</sub>) протягивается и через юго-восточный угол листа Q-42. В плане она отвечает выходам (под четвертичным покровом) потенциально продуктивных на этот вид сырья атлымской и

новомихайловской свит олигоцена. Реальные титан-циркониевые россыпные объекты на описываемой площади не обнаружены.

Упомянутая ранее пространственная неравномерность в распределении объектов минерального сырья, являющаяся давно установленным фактом, определяет «дискретность» минерагенического районирования для большинства иерархических уровней: в минерагенических поясах – начиная с ранга рудных районов, в провинциях «автономными» обычно являются уже минерагенические зоны. Степенью концентрации полезных ископаемых и (или) прямых признаков, а также их значимостью для территории обусловлена перспективность тех или иных локальных таксонов. Среди 12 названных выше минерагенических зон (областей) пять включают перспективные площади ранга рудных узлов (количеством от одного до девяти), еще в одной выделяется потенциальный бурогольный район. Все эти подразделения охарактеризованы ниже.

### **Факторы контроля оруденения, локальные перспективные площади и количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых**

Несмотря на большое разнообразие полезных ископаемых, далеко не со всеми могут быть связаны перспективы прироста минерально-сырьевой базы региона. Из-за малых размеров объектов, низких содержаний полезного компонента или технологических сложностей при его извлечении, некондиционности руд (вредные примеси и проч.), плохих горно-геологических условий для разведки, больших глубин залегания или отсутствия должной инфраструктуры (делающих нерентабельными добычу и транспортировку), невостребованности промышленностью и других негативных факторов бесперспективными могут считаться следующие виды минерального сырья: торф, марганец, титан, ртуть, мышьяк, платиноиды, уран, а также почти все неметаллические полезные ископаемые (кроме строительных материалов, драгоценных и поделочных камней). Неясными остаются перспективы для слабо изученных твердых ископаемых Западно-Сибирской провинции: титан-циркониевых россыпей и опалитов. Приоритетными для территории (в порядке значимости) являются золото (коренное и россыпное), железо, хром, свинец, цинк, медь, молибден, редкие металлы, редкие земли, алюминий (бокситы) и бурый уголь. Ниже при описании благоприятных факторов локализации эти виды сырья даются в «традиционной» последовательности.

Подавляющее большинство перспективных площадей, зафиксированных в графических материалах комплекта, выделено в процессе предшествующих работ: ГДП-200 с дальнейшей подготовкой листов к изданию [67, 68], проводившемуся последовательно на двух объектах в 2004–2012 гг., а также прогнозно-минерагенических исследований (2006–2008 гг.) на Северном, Приполярном и Полярном Урале в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабытнанги [367]. Для всех этих подразделений выполнена количественная прогнозная оценка ведущих полезных ископаемых по категории  $P_3$ , составлены и апробированы паспорта.

По результатам экспертизы отдельные паспорта были отклонены (и соответствующие объекты не поставлены на учет), а для некоторых таксонов изменены цифры (или категория) прогнозных ресурсов. Исходя из этого, на прогнозных схемах (в зарамочном оформлении КЗПИ) и таблицах (прил. 2, 4) даны лишь окончательные (утвержденные) значения ресурсов и только для принятых (имеющихся в базе данных) перспективных площадей. При этом из «прогнозных марок» к рудным узлам (и из соответствующих граф приложений) изъят минерагенический потенциал платиноидов, в который экспертами переведены авторские ресурсы категории  $P_3$  – как противоречащий современному нормативно-методическим документам в части прогнозирования (минерагенический потенциал определяется только для минерагенических зон и областей). Указанные таксоны сохранены на картах и схемах как элементы минерагенического районирования, а первоначальная количественная оценка прогнозных ресурсов (с пометкой «авторская») приводится только в тексте объяснительной записки.

**Бурый уголь.** Мезозойская угленосность обусловлена сочетанием благоприятных тектонических, палеофациальных и палеоклиматических факторов (стабильный платформенный режим, прибрежно-бассейновые условия континентальной седиментации, теплый и влажный климат с обильной растительностью). Размещение угольных пластов контролируется отчетливой литолого-стратиграфической избирательностью – терригенные отложения с преобладанием тонко- и мелкозернистых осадков в составе саранпаульской и ятринской свит триаса, яны-маньинской и тольинской свит юры, северососьвинской свиты нижнего мела. Локальные площади, перспективные на обнаружение промышленных бурогольных объектов, сосредоточены в двух крупных таксонах.

В Сосьвинско-Салехардской минерагенической зоне (МЗ) фиксируется северо-восточное окончание *Хулгинско-Салехардского бурогольного района потенциального* (7.1 УБ), основная часть которого располагается на площади смежного с запада листа. Здесь таксон пространственно совпадает с западным бортом Шурышкарской котловины. Продуктивные толщи отражают два уровня угленакопления: поздне триасовый и ранне-среднеюрский; последний здесь распространен очень широко. Прогнозная оценка угленосности (для всего объекта) выполнена по результатам специализированных исследований [320]; ресурсы разных категорий утверждены Ямалнедра в 2007 г. При использовании метода аналогии за эталонный объект был принят хорошо изученный Северо-Сосьвинский бурогольный район, находящийся в той же минерагенической зоне южнее. Для части перспективного таксона (1415 км<sup>2</sup>), что охватывается листом Q-42, пропорционально уменьшенные ресурсы категории  $P_3$  составляют 332 млн т. Ресурсы высоких категорий, подсчитанные для расположенных здесь проявлений и их ближайших флангов до глубины 400 м, выражаются следующими цифрами:  $P_1$  – 736 млн т;  $P_2$  – 387 млн т. Из направлений последующего изучения перспективной площади рекомендованы поисково-оценочные работы.

В Щучьинской минерагенической области (МО) локализован *Щучьинско-Теунтойский бурогольный узел потенциальный* (6.0.9 УБ/ $T_3$ – $J_2$ ), площадь

его 1393 км<sup>2</sup>. Ранее он включался в упомянутую Сосьвинско-Салехардскую МЗ, из которой выведен по причине полной территориальной изоляции в пределах палеозойской Щучинской структуры, где слагает одноименную наложенную раннемезозойскую депрессию. Угленосность связана с теми же стратиграфическими уровнями, что и для вышеописанного Хулгинско-Салехардского района. Поисковая изученность таксона на этот вид сырья относительно невысокая; прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub>, рассчитанные по усредненным параметрам входящих в узел проявлений до глубины 300 м, дают цифру 1709 млн т [320]. Ресурсы категории Р<sub>2</sub> (до той же глубины), оцененные прямым расчетом для юрских углей Лаборовского проявления (центр одноименной локальной впадины), составляют 1841 млн т. В пределах потенциального узла также рекомендованы поисково-оценочные работы.

**Железо.** Подавляющее большинство железорудных объектов на территории листа относится к двум генетическим типам: магматическому и контактово-метасоматическому; для обоих главным рудоконтролирующим фактором является магматический. В позднерифейско-раннедевонских (рифтогенных) и силурийско-раннедевонских (островодужных) габброидах титаномагнетитовая и магнетитовая минерализация является сингенетической, а основные интрузивы – одновременно рудогенерирующими и рудовмещающими. Кислые плутониты ранне-среднедевонского возраста обеспечивают скарнообразование; другим фактором контроля здесь выступает литолого-стратиграфический: скарны локализируются исключительно в осадочно-вулканогенных толщах силура, прорываемых гранитоидами собского и юнъягинского комплексов. Поиски рудных объектов облегчаются хорошей результативностью геофизических методов (высокоинтенсивные локальные магнитные аномалии – устойчивый косвенный признак). Промышленная кондиционность сырья характерна только для контактово-метасоматического типа (медно-железородной золотосодержащей скарновой формации). Объединенные в рудные узлы концентрации месторождений и проявлений с ведущей ролью железа сосредоточены лишь в Щучинской минерагенической области; в Райизско-Войкарской МЗ этот полезный компонент наравне с золотом слагает комплексные рудные объекты.

В первой из них в разное время выделено четыре локальных минерагенических таксона с указанной специализацией; из них единственным определившимся узлом является *Юнъягинский платино-золото-железородный* (6.0.8 Fe,Au,Pt/S–D<sub>2</sub>), вмещающий одноименное среднее месторождение и полтора десятка проявлений; площадь его – 670 км<sup>2</sup>. Обоснование перспективности данного объекта и количественная прогнозная оценка выполнены при минерагенических исследованиях масштаба 1:500 000 в зоне проектируемого транспортного коридора Ивдель–Лабытнанги [367]. Ресурсы категории Р<sub>3</sub> были апробированы ФГУП «ВСЕГЕИ» и утверждены в количествах, соответствующих авторскому варианту подсчета: железная руда – 139,5 млн т (при среднем содержании Fe – 32%), сопутствующее золото – 60 т. Ресурсы той же категории для платины (30 т) экспертами переведены в минерагенический потенциал. Объект поставлен на учет (паспорт № 8600030). Приводимые в отчетах прогнозные ресурсы

высоких категорий для железа (проявления, фланги и глубокие горизонты Юнъягинского месторождения) в сумме выражаются следующими данными: категории  $P_1$  – 36 млн т [341], категории  $P_2$  – 70,1 млн т (Островский, 2006); сведений об их апробации нет.

В той же Щучьинской МО при упомянутых выше исследованиях [367] был выделен небольшой по размеру *Неруцьяхинский железорудный узел потенциальный* (6.0.5 Fe/D<sub>1-2</sub>). Центральную часть таксона занимает Сибилейский массив, относящийся к рудогенерирующему юнъягинскому габброгранодиорит-гранитовому комплексу; здесь известны два проявления (содержание трехоксида железа – от 32,8 до 61,5%), а также локальные магнитные аномалии. Прогнозные ресурсы железных руд, до этого оценивавшиеся по-разному (240 млн т – Подсосова, Козырев, 1998; 300 млн т – Золоев, 2002), были признаны существенно завышенными. Пересчитанные на уточненную площадь таксона (98 км<sup>2</sup>) по параметрам Юнъягинского рудного узла (с понижающими коэффициентами) они составили 8,5 млн т. Ресурсы прошли апробацию в ФГУП «ВСЕГЕИ» и утверждены в этом же количестве; объект поставлен на учет (паспорт № 8600002). В отчете «Прогнозная оценка ресурсного потенциала...» [367] ресурсы железа категории  $P_3$  подсчитаны еще для двух признанных перспективными потенциальных рудных узлов – *Хоимпэйского* (6.0.3 Fe/S–D<sub>2</sub>) и *Харампэйского* (6.0.4 Fe/D<sub>1-2</sub>). Оба располагаются на северной периферии Щучьинской минерагенической области, вмещают единичные проявления железа и пункты скарново-магнетитовой минерализации, локальные магнитные аномалии. Известная ранее прогнозная оценка по категории  $P_3$  этих площадей (2 и 2,5 млрд т) при низких средних содержаниях оксида железа (соответственно 18 и 13,5%) охарактеризована как резко и необоснованно завышенная. Уточненные ресурсы, базирующиеся на соотношении прогнозных площадей с площадью «эталонного» Юнъягинского рудного узла и удельной продуктивности последнего (при суммарном понижающем коэффициенте 0,4) составили 4 и 5,5 млн т соответственно. При апробации в ФГУП «ВСЕГЕИ» паспорта были отклонены, а объекты не поставлены на учет из-за малого размера таксонов (47 и 64 км<sup>2</sup>), низких содержаний полезного компонента и крайне незначительных прогнозных ресурсов.

**Хром.** И для этого полезного ископаемого главенствующий рудоконтролирующий фактор – магматический: хромиты локализуются исключительно в ультрамафитах. Формирование рудных скоплений связывается с дифференциацией мантийного вещества на ультраосновную и основную составляющие при его выведении в верхние горизонты коры по глубоким расколам во время рифтинга (здесь – в начале палеозоя). Рудоносные гипербазиты (преимущественно дуниты, реже гарцбургиты и лерцоциты) образуют как небольшие протрузивные тела, так и крупные массы, впоследствии (на раннеколлизиионном этапе) претерпевшие «тектоническое расслоение», а при герцинском «скупивании» – обособление на отдельные пластины («массивы»), в современной структуре трассирующие зону Главного Уральского Разлома. Именно в последних сосредоточено подавляющее большинство объектов с промышленными концентрациями полезного компонента. В отличие от более южных территорий, на листе

Q-42 они представлены только проявлениями. Перспективные хромитоносные площади локализованы на западной периферии Щучьинской МО, в границах протяженного ультрамафитового «массива» Сьум-Кеу. Здесь в разное время проводились поисковые работы на хромиты; для отдельных проявлений и «участков» (потенциальных рудных полей) подсчитаны прогнозные ресурсы высокохромитовых категорий до глубины 300 м. В последней сводке [386] фигурируют следующие цифры суммарных ресурсов хромовых руд: категории  $P_1$  – 0,183 млн т;  $P_2$  – 5,478 млн т; «легитимную» апробацию они не проходили. В 2008 г. по результатам прогнозно-минерагенических исследований в зоне проектировавшегося транспортного коридора Ивдель–Лабытнанги [367] выделен *Сьумкеуский платиноидно-хромоворудный узел потенциальный* (6.0.1 Cr,Pt/O–S<sub>1</sub>) площадью 503 км<sup>2</sup>. При экспертизе в ФГУП «ВСЕГЕИ» ресурсы хромовых руд категории  $P_3$  (139 млн т) были признаны завышенными и не утверждены. Ресурсы МПГ той же категории (56 т) переведены в металлогенический потенциал с уменьшением значений до 45 т (за счет рекомендованного ограничения площади узла только северной (большей) частью гипербазитового массива). Федеральной базой данных (по состоянию на 1.01.2010 г.) учитываются определенные ВИМС ресурсы хромитов категории  $P_3$  в количестве 10 млн т (географическое название узла при этом сохранено, площадь его немного сокращена и соответствует только узкому протяженному участку «ультрамафитовой пластины»).

В пределах южной оконечности «массива» Сьум-Кеу, которая рядом исследователей (А. К. Афанасьев, Л. И. Гурская, Б. В. Печенкин, И. И. Попов) рассматривается как самостоятельная структура (блок), по результатам ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (В. А. Душин и др., 2010 г.), *оконтурен Харчерузский платино-золото-хромоворудный узел потенциальный* (6.0.2 Cr,Au,Pt/O–S<sub>1</sub>) площадью 101 км<sup>2</sup>. Прогнозные ресурсы хромовых руд категории  $P_3$  (ранее оцененные И. И. Поповым и Б. В. Печенкиным для одноименного «блока» в количестве 19 млн т и «повторенные» в упомянутой работе) экспертами ФГУП «ВСЕГЕИ» определены как завышенные. В соответствии с их предложениями, при подготовке данных листов к изданию [68] они были пересчитаны методом аналогии по удельной продуктивности (0,2 млн т/км<sup>2</sup>) расположенного на смежном листе Райизского рудного узла с использованием понижающего коэффициента 0,1 (из-за сравнительно низкой изученности прогнозируемой территории) и составили:  $101 \times 0,2 \times 0,1 = 2$  млн т (паспорт № 8660686). Для того же объекта «паспортизованы» и ресурсы коренного золота; в качестве эталона использовано Кировское месторождение аналогичного рудноформационного типа (Южный Урал) со сходными геологическими факторами локализации руд. При глубине прогноза 100 м рассчитанные (и утвержденные) ресурсы золота категории  $P_3$  составили 5 т. Что касается платиноидов (сопутствующих хромшпинелидам), то для Харчерузского узла приводимые в отчете (В. А. Душин и др., 2010 г.) ресурсы последних оценивались по аналогии с ультрамафитовым массивом Рай-Из (где, по данным Л. И. Гурской, суммарные ресурсы категорий  $P_2$  и  $P_3$  для платиноидов составляют 16 т). Исходя из рассчитанной удельной площадной продуктивности ( $16 \text{ т} : 380 \text{ км}^2 =$

0,042 т/км<sup>2</sup>), при коэффициенте достоверности 0,5 они выражаются цифрой 2 т (101×0,042×0,5). Данные ресурсы не приняты экспертизой (поскольку не утверждены параметры объекта-аналога, использованные при определении продуктивности, а сам расчет выполнен с методическими погрешностями) и могут рассматриваться лишь как «авторские». В пределах Харчерузского рудного узла рекомендованы специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000.

**Титан, цирконий.** В более или менее массовом порядке и в сколько-нибудь значимых содержаниях (при относительной легкости извлечения) концентрированное сонахождение минералов названных элементов встречается только в россыпях Западно-Сибирской провинции. Россыпеобразование отчетливо контролируется двумя факторами – палеофациальным и литолого-стратиграфическим (прибрежно-бассейновые существенно песчаные отложения атлымской и новомихайловской свит олигоцена). Вскрытых и опробованных продуктивных горизонтов в Обско-Надымской минерагенической области (основная ее часть располагается южнее) на территории листа Q-42 пока нет. Поскольку этот факт сам по себе не исключает перспективности указанного крупного таксона, для его северо-восточной части (в пределах рассматриваемой территории) определен металлогенический потенциал (МП). Оценка выполнена по параметрам смежной и гораздо более изученной Кондинско-Обской циркониево-титаноносной МО (лист P-41). Там средняя продуктивность полезных компонентов (в пересчете на диоксиды) такова: для TiO<sub>2</sub> – 220,8 т/км<sup>2</sup>, для ZrO<sub>2</sub> – 37,7 т/км<sup>2</sup>. При площади охватываемого листом Q-42 фрагмента Обско-Надымской МО в 21980,2 км<sup>2</sup> и коэффициенте достоверности 0,5 металлогенический потенциал составит: TiO<sub>2</sub> – 2,4 млн т, ZrO<sub>2</sub> – 0,4 млн т. По сложившейся практике «паспортизация» объектов, прогнозируемых только в категории МП, не требуется.

В последнее время при ГСР-200 и специализированных тематических исследованиях титан-циркониевая россыпная металлоносность выявлена и в четвертичных образованиях чехла Западно-Сибирской платформы. Кроме единственного объекта, определенного в статусе малой непромышленной россыпи, это преимущественно изолированные пункты минерализации, установленные в расчистках, шурфах и скважинах (в т. ч. и в процессе собственных полевых работ 2011–2012 гг. на Хетта-Хейягинской опорной площади). Локализованы они на разных стратиграфических уровнях неоплейстоцена–голоцена, в различных литогенетических типах осадков (лимноаллювий, аллювиомариний, аллювий). В них практически все алевропесчаные и песчаные пласты «заражены» минералами титана и циркония с содержанием условного ильменита от единиц до 60 кг/м<sup>3</sup>. Выполненный ФГУП «ИМГРЭ» анализ результатов поисковых работ (НПЦ «Мониторинг», 2006–2007 гг.) на более южных площадях (Ханты-Мансийский АО) показал, что наиболее продуктивным из всей «алеврито-псаммитовой массы» является гранулометрический класс 0,14–0,044 мм, что характерно и для территории листа Q-42. Однако сколько-нибудь отчетливые признаки пространственной концентрации (даже относительной) указанных объектов в рамках хотя бы самых крупных подразделений (минерагенических зон,

областей) на сегодня отсутствуют. Поэтому металлогенический потенциал четвертичной титан-циркониевой россыпной минерализации оценен лишь для «трансрегионального» таксона (Западно-Сибирской провинции) – той ее части, что попадает в пределы территории листа Q-42.

При расчете МП использован «точечный» метод, предложенный СНИИГТиМС. Он заключается в определении условных «ресурсов» полезного ископаемого для всех известных пунктов минерализации (или проявлений) на поверхности, в горных выработках и скважинах. При этом каждый из них принимается за «россыпь» с условными (средними для данного типа) размерами ( $1 \times 2$  или  $2 \times 4$  км) и реальными средними (по интервалу бурения или в поверхностной «точке») содержаниями рудных минералов и мощностями продуктивного горизонта. Сумма полученных «ресурсов» затем соотносится со всей прогнозной площадью. Для перевода содержаний рудных минералов в условный ильменит использовались коэффициенты: ильменит – 1,0; (рутил + лейкоксен + сфен) – 3,57; циркон – 4,16. Для пересчета «ресурсов» рудных минералов в диоксиды применялись коэффициенты, рекомендованные НПВЦ «Уралмеханобр-наука-инжиниринг» и ФГУП «ИМГРЭ»: для циркона – 0,66; ильменита – 0,6; среднее для рутила, лейкоксена, сфена – 0,75. В целом же установленные средние содержания титан-циркониевых минералов незначительны и колеблются в следующих пределах ( $\text{кг/м}^3$ ): ильменит – 1,4–26,0; (рутил + лейкоксен + сфен) – 0,62–4,83; циркон – 0,75–7,58. Рудоносные горизонты изучены преимущественно в интервале глубин 0–10 м (табл. 2).

Упомянутый металлогенический потенциал для россыпей квартала Западной Сибири таков (млн т):  $\text{TiO}_2$  – 5,1;  $\text{ZrO}_2$  – 1,2. Комплексный анализ материалов предыдущих исследований и результатов собственных работ позволяет сделать вывод о невысоких перспективах «западносибирского» квартала в отношении промышленных россыпных объектов.

Таким образом, суммарный потенциал титан-циркониевой россыпной металлоносности Западно-Сибирской провинции (для обоих возрастных интервалов: олигоценового и неоплейстоцен-голоценового) в пределах площади листа Q-42 составляет:  $\text{TiO}_2$  – 7,5 млн т;  $\text{ZrO}_2$  – 1,6 млн т.

**Медь, свинец, цинк.** Значимые концентрации этих полезных ископаемых установлены только для стратиформных рудных формаций: медистых песчаников и свинцово-цинковой карбонатной. И там, и там важнейшим рудоконтролирующим фактором является литолого-стратиграфический: континентально-рифтовые терригенные отложения верхнего кембрия–нижнего ордовика и шельфовые средне-верхнеордовикские известняки. Рудогенерирующие источники в обоих случаях не определены. Для апокарбонатного полиметаллического оруденения традиционно важная роль в его локализации отводится геохимическим барьерам на границах литологически разнородных сред. «Жильные» проявления указанных выше элементов серьезных перспектив не имеют.

*Саурейский цинково-медно-свинцоворудный узел (1.0.1 Pb,Cu,Zn/O) представлен своей южной половиной (53 км<sup>2</sup>) с несколькими разрозненными проявлениями и пунктами минерализации свинца и цинка. Здесь он является единственным объектом такого ранга в Верхнекарско-Елецкой МЗ.*

За северной рамкой листа узел вмещает одноименное полиметаллическое месторождение с несколькими малыми объектами того же типа, составляющими его рудное поле; все они сосредоточены в верхней части хантейской свиты среднего–верхнего ордовика. Помимо этого, там имеются проявления медистых песчаников, приуроченные к псаммитам усинской и малопаппудынской свит. Обстоятельная прогнозная оценка стратиформных полиметаллических руд (с подсчетом ресурсов разных категорий для содержащихся в них главных и сопутствующих компонентов) на «Саурейскую перспективную площадь» выполнена Т. Ф. Королёвой [363] еще в начале 1990-х годов. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , рассчитанные по параметрам Саурейского месторождения, составили: свинец – 250 тыс. т, медь – 65 тыс. т, цинк – 25 тыс. т, барит – 0,5 млн т (серебро в этой категории ресурсов не оценивалось). Эти же цифры содержатся в «пятилетних» территориальных отчетах (1993, 1998, 2003 гг.), представлявшихся на апробацию в ФГУП «ВСЕГЕИ», а также фигурируют в ряде опубликованных работ [203, 204]. В тех же количествах ресурсы приняты УПР МПР РФ по Ямало-Ненецкому округу (протокол № 2/02 от 31.10.2002 г.). В отчете «Оценка ресурсного потенциала...» [367] приведенные значения сохранены (и «паспортизованы»), тогда же «перспективная площадь» переименована в «рудный узел» (при сохранении географического названия); с учетом всех рудоконтролирующих факторов и, как следствие, корректировки границ, площадь таксона была несколько увеличена (до 107 км<sup>2</sup>). Ресурсы категории  $P_3$ , соотнесенные только с южной (в пределах площади листа) частью узла, фиксируются здесь в «половинном» размере: Pb – 125 тыс. т, Cu – 32,5 тыс. т, Zn – 12,5 тыс. т, барит – 0,25 млн т.

**Молибден.** Основными факторами, контролирующими размещение руд легирующих металлов, являются эндогенные – магматический (рудогенерирующие кислые интрузии доордовикских комплексов) и гидротермально-метасоматический (рудоносные и рудовмещающие грейзены, жильные штокверки); единичные пункты молибденовой минерализации установлены в скарнах. *Харбейский ураново-вольфрамово-молибденоворудный узел* (4.1.2 Mo,W,U) вместе с еще четырьмя подразделениями того же ранга входит в Харбейско-Лонготьюганский золото-молибденово-редкометаллнорудный район (4.1 R<sub>2</sub>Mo<sub>2</sub>Au/RF<sub>2</sub>–C<sub>2</sub>,P–T); **тот в свою очередь является «дискретной» частью Харбейско-Марункеуской МЗ, охарактеризованной выше.** Как «рудный узел» и под таким названием описываемый локальный минерогенический таксон выделен по результатам прогнозно-минерогенических исследований на севере Урала [367]. На площади листа располагается его северо-восточная половина, вмещающая малое непромышленное месторождение молибдена (с сопутствующим вольфрамом), рудопроявления и пункты минерализации того же металла, урана, «жильных» свинца, цинка, меди, а также малые объекты золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций (локализованные преимущественно в докембрийских метаморфитах). В упомянутом отчете [367] по параметрам Харбейского месторождения были оценены ресурсы категории  $P_3$  молибдена и вольфрама (для всей площади узла): Mo – 70 тыс. т, WO<sub>3</sub> – 57 тыс. т. Экспертизой ФГУП «ВСЕГЕИ» они не были утверждены (объект, принятый за эталон,

не учитывался Госбалансом). Позднее, при завершённой подготовке к изданию комплекта ГК-200/2 листов Q-42-VII, VIII [68] ресурсы тех же металлов, переоценённые для всего узла (с некоторым увеличением значений) и соотнесённые с его северной половиной (Mo – 37,5 тыс. т, WO<sub>3</sub> – 30,5 тыс. т) были отклонены по той же причине. Это же коснулось и ресурсов категории P<sub>3</sub> урана (15 тыс. т), количественная оценка которых признана необоснованной. Утверждёнными оказались лишь прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> золота (11 т – паспорт № 8660685), подсчитанные для всего таксона через удельную продуктивность известного Хальмерьинского золоторудного узла на Приполярном Урале (вмещающего учитываемые Госбалансом месторождения); в «половинном» размере они составят 5,5 т, что и зафиксировано в данной работе. Следует также отметить, что в 2012 г. на весь Харбейско-Лонготьюганский рудный район ЦНИГРИ оценены нераспределённые прогнозные ресурсы золота в количестве 75 т. Радиоактивные объекты региона считаются принадлежащими к обширному «Полярноуральскому потенциальному урановорудному району» (по классификации Отдела геологии урановых месторождений и радиоэкологии ФГУП «ВСЕГЕИ»); «уральский» фрагмент территории листа Q-42 входит в него небольшой частью. Для всего указанного таксона рассчитаны ресурсы урана категории P<sub>3</sub>, утверждённые в количестве 40 тыс. т (протокол № 10 заседания секции по геологии урановых месторождений Ученого Совета ФГУП «ВИМС» от 2.12.2008 г.); что касается ресурсов высоких категорий, то на площади Харбейского узла в разное время их подсчет производился для молибдена (фланги месторождения, изолированные «участки») и урана (три рудопроявления). В сумме они составляют: молибден – 11 тыс. т (категория P<sub>1</sub>) и 30 тыс. т (категория P<sub>2</sub>); уран – 2,08 тыс. т (категории P<sub>1</sub> + P<sub>2</sub>). Харбейский рудный узел, несмотря на отрицательную апробацию прогнозных ресурсов ряда полезных ископаемых, продолжает, на наш взгляд, оставаться перспективной площадью. В его пределах рекомендованы специализированные крупномасштабные (1:25 000) поиски легирующих металлов и золота.

*Лаптееганско-Костальбейская золото-редкометалльно-молибденоворудная зона потенциальная (4.1.5 Mo,R,Au)* также выделена в 2008 г. по результатам прогнозно-минерагенических исследований [367]; площадь ее – 266 км<sup>2</sup>. Локализована она на юго-востоке упомянутого выше Харбейско-Лонготьюганского рудного района и вмещает многочисленные пункты молибденовой, тантал-ниобиевой и золотой минерализации, а также единичные проявления редких земель и мышьяка. Оруденение сосредоточено как в гранитоидах евьюганского комплекса (V<sub>2</sub>-С), так и во вмещающих метаморфитах рифея. В указанном отчете оценённые (по параметрам Харбейского и Тайкеуского месторождений) ресурсы категории P<sub>3</sub> цветных, редких и благородных металлов составили: Mo – 93 тыс. т; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 9 тыс. т; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 73 тыс. т; Au – 20 т, Pt – 10 т. Паспорт на объект не составлялся, ресурсы не апробировались. Впоследствии (2012 г.) В. А. Душиным и др. при подготовке к изданию ГК-200/2 листов Q-42-VII, VIII [68] были переоценены (в сторону увеличения) ресурсы тантала (до

13,9 тыс. т), ниобия (до 112,1 тыс. т) и золота (до 21 т), дополнительно подсчитаны ресурсы редких земель ( $TR_2O_3$  – 68,25 тыс. т); предыдущая оценка молибдена и платиноидов оставлена без изменений. По результатам экспертизы (ФГУП «ВСЕГЕИ») утверждены только ресурсы категории  $P_3$  коренного золота в количестве 21 т (паспорт № 8660566), ресурсы МПГ переведены в минерагенический потенциал с тем же значением (10 т), остальные отклонены из-за методических ошибок в количественной оценке и «нелегитимности» эталонных объектов, используемых для определения удельной продуктивности. В паспорте содержатся рекомендации о проведении на площади потенциальной рудной зоны специализированных поисковых работ масштаба 1:25 000.

**Алюминий.** Размещение на территории бокситовых рудных объектов определяется литолого-стратиграфическим фактором – это карбонатные и карбонатно-терригенные отложения эмско-эйфельского уровня. В Райизско-Войкарской МЗ единственное проявление алюминиевых руд находится в границах Тоупугол-Ханмейшорского железо-золоторудного узла (будет рассмотрен ниже). Локальные минерагенические таксоны с главенствующей ролью бокситов в их составе (определяющих «титульное» название подразделений) сосредоточены только в Щучьинской МО. *Сибилейская алюминиеворудная зона потенциальная* (6.0.6 Al/D<sub>1-2</sub>) площадью 357 км<sup>2</sup> расположена на северо-востоке указанного крупного таксона. Она вмещает несколько проявлений бокситов в известняковых «массивах», цепочка которых в виде подковы прослеживается на десятки километров. Среди проявлений наиболее хорошо изученным является Хохорейское, для которого определены ресурсы категории  $P_1$  (750 тыс. т). По состоянию на 1.01.2003 г. прогнозная оценка «Сибилейской площади» до глубины 150 м составляла: по категории  $P_2$  – 30 млн т, по категории  $P_3$  – 100 млн т [387]; в отчете отмечается, что площадь перспективна для нахождения промышленных бокситовых залежей, пригодных для открытой разработки. Прогнозные ресурсы в указанных количествах были согласованы с УПР по Ямало-Ненецкому АО (протокол № 4/02 от 31.10.2002 г.). В 2006 г. ВИМС согласился с результатами оценок по состоянию на 1.01.2003 г. (протокол № 5 от 27.02.2006 г. заседания секции геологии черных, цветных, легирующих металлов и неметаллического сырья Ученого совета ВИМС); в дальнейшем данные ресурсы вошли в федеральную базу данных.

Ресурсная оценка по категории  $P_2$ , выполненная в 2006 г. В. В. Боровским [288] до глубины 300 м (229,5 млн т), подлежащей апробации не получила. В 2008 г. в отчете «Оценка ресурсного потенциала ...» [367] упомянутые значения ресурсов категории  $P_3$  (100 млн т) продублированы; таксон выделен в ранге потенциальной рудной зоны с сохранением географического названия. Тогда же, учитывая относительно невысокий уровень изученности перспективного объекта, было рекомендовано проведение ГДП-200 с комплексом прогнозно-поисковых работ. В настоящее время эта рекомендация реализована: в 2014 г. завершается геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:200 000 на территории листа Q-42-III. В качестве направлений дальнейших исследований оптимальными представляются

специализированные крупномасштабные поиски на всей территории рудной зоны в комплексе с поисково-оценочными работами на локальных участках (потенциальных рудных полях).

*Лаборовской алюминиеворудный узел потенциальный (6.0.7 Al/D<sub>1-2</sub>)* располагается западнее вышеописанного таксона, целиком в пределах трапеции Q-42-II (1:200 000). Он включает небольшие разобценные пластообразные тела каменистых бокситов, локализованных в рифогенных битуминозных известняках эмса-эйфеля на двух стратиграфических уровнях, примерно соответствующих «субровскому» и «богословскому». Наиболее изученным является Лаборовское проявление, которое разведывалось; «авторские» запасы бокситов по категории С<sub>2</sub> оценены в 842 тыс. т [287], по современным меркам они должны рассматриваться как ресурсы категории Р<sub>1</sub>. В начале века, при разработке «Программы развития и использования МСБ Полярного Урала на 2001–2010 гг.», ресурсы «Лаборовской площади» были оценены в следующих количествах: категория Р<sub>1</sub> – 7 млн т, категория Р<sub>3</sub> – 100 млн т (до глубины 300 м). По состоянию на 1.01.2003 г. согласованная с УПР по Ямало-Ненецкому АО (протокол № 4/02 от 31.10.2002 г.) прогнозная оценка бокситов той же площади (но уже до глубины 150 м) по категории Р<sub>3</sub> составила 60 млн т; ресурсы категории Р<sub>1</sub> оставлены без изменений [387]. В 2006 г. данные ресурсы были апробированы и приняты ВИМС (протокол № 5 от 27.02.2006 г. заседания специализированной секции Ученого Совета); впоследствии они учтены федеральной базой данных. В отчете «Оценка ресурсного потенциала ...» [367] указанные значения сохранены, «перспективная площадь» переименована в «потенциальный рудный узел».

**Тантал, ниобий, редкие земли.** Размещение этих полезных ископаемых, относящихся к редкоземельно-редкометалльной апогранитовой формации, определяется в общем теми же рудоконтролирующими факторами, что и для охарактеризованных выше объектов молибдена. Рудоносные метасоматиты (в основном, альбититы) генерируются умереннощелочными кислыми интрузиями вендско-раннекембрийского сядатаяхинского комплекса. Особой избирательности стратифицируемых подразделений в локализации оруденения не выявлено, хотя для наиболее крупных объектов (месторождений) рудовмещающими помимо гранитоидов являются и метаморфизованные вулканогенно-терригенные образования минисейшорской свиты среднего рифея. *Тайкеуский редкоземельно-ниобиево-танталоворудный узел (4.1.1 Ta,Nb,TR)* входит в Харбейско-Лонготьюганский рудный район (неоднократно упомянутый выше), располагаясь у западной границы как этого таксона, так и вмещающей его Харбейско-Марункеуской МЗ. В узле сосредоточены все три месторождения и несколько рудопроявлений тантала с ниобием, а также проявления редких земель и молибдена, пункты золотой минерализации. По состоянию на 1.01.1998 г. ресурсы редких металлов и редких земель «Тайкеуской прогнозной площади» по разным категориям оценивались в следующих значениях (тыс. т); Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: Р<sub>1</sub> – 6,8, Р<sub>2</sub> – 5,7, Р<sub>3</sub> – 20; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: Р<sub>1</sub> – 56,3, Р<sub>2</sub> – 46,1, Р<sub>3</sub> – 164; редкие земли (TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>): Р<sub>1</sub> – 55,6, Р<sub>2</sub> – 40,5, Р<sub>3</sub> – 144,3; сопутствующие компоненты (BeO): Р<sub>3</sub> – 20; SnO: Р<sub>1</sub> – 10,1. Эта оценка надлежащую апробацию не проходила. Данные

значения ресурсов (это касается только категории  $P_3$ ), приводимые в комплексе Госгеолкарты-200/2 листов Q-42-I, II [67], а также «добавленные» к ним по собственным расчетам ресурсы (той же категории) коренного золота (20 т) и МПГ (10 т) экспертизой ФГУП «ВСЕГЕИ» не утверждены и рассматриваются как «авторские».

**Золото коренное.** Этот вид минерального сырья является наиболее распространенным в пределах Урало-Новоземельского пояса, встречаясь практически во всех его минерагенических зонах. Концентрированное оруденение часто слагает самостоятельные объекты, нередко присутствует и как сопутствующий промышленный компонент многих металлических месторождений. Факторы, которыми определяется локализация золоторудных объектов, не столь однозначны, как для других полезных ископаемых. Если для большинства месторождений и проявлений гидротермального плутоногенного типа источник рудоносных метасоматитов и гидротермалитов определяется достаточно уверенно, то удаленные от интрузий объекты (как правило, золото-сульфидной формации) не обнаруживают заметных генетических связей с магматитами и обычно рассматриваются как «телетермальные». Для золоторудной скарновой формации факторы контроля, напротив, предельно конкретны: рудогенерирующими выступают тоналиты и плагиограниты второй фазы собского комплекса девона, а вмещающими для рудоносных контактовых метасоматитов – благоприятные для скарнообразования вулканогенно-осадочные породы тоупугольской толщи силура. Пять локальных минерагенических таксонов с определяющей ролью золота располагаются лишь в двух минерагенических зонах: Харбейско-Марункеуской и Райизско-Войкарской.

В последней из них выделяется единственный (на площади листа), но наиболее «продуктивный» *Тоупугол-Ханмейшорский (Новогодненский) железо-золоторудный узел (5.0.1 Au,Fe)*. Здесь известны два средних месторождения золота: Новогоднее-Монто (скарнового типа, с сопутствующим железом) и Петропавловское (золото-сульфидно-кварцевой формации), а также ряд рудопроявлений и пунктов минерализации названных металлов и единственное проявление бокситов. Ресурсы высоких категорий, подсчитанные (и неоднократно переоцененные) для флангов и глубоких горизонтов месторождений ( $P_1$ ), а также рудных полей ( $P_1$  и  $P_2$ ) учитывались «Балансом прогнозных ресурсов РФ». По последней его версии (на 1.01.2010 г.) для площади узла ресурсы железной руды составляют (млн т): категории  $P_1$  – 18, категории  $P_2$  – 70. Содержавшиеся в «Балансе...» ресурсы золота для отдельных проявлений и рудных полей позднее были уточнены ЦНИГРИ (протокол № 2 заседания Ученого Совета от 20.12.2012 г.); суммарные их значения для Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла следующие: категории  $P_1$  – 38,5 т;  $P_2$  – 78 т. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  для главных видов полезных ископаемых рассматриваемого таксона оценены и «паспортизированы» по результатам прогнозно-минерагенических исследований [367]. Экспертизой ФГУП «ВСЕГЕИ» они были утверждены в количестве: золото – 25 т, железная руда – 40 млн т, бокситы – 5 млн т (паспорт № 8660285); ресурсы МПГ (15 т) переведены в металлогенический потенциал.

В последнем отчете по ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (В. А. Душин и др., 2010 г.) фигурирует более высокая оценка ресурсов категории  $P_3$  коренного золота (67 т), базирующаяся на собственных расчетах площадной удельной продуктивности «новогодненского рудотипа». Экспертизой эти ресурсы отклонены как недостаточно обоснованные и в комплект Госгеолкарты-200/2 [68] включены как «авторские».

В другом упомянутом крупном таксоне выделены четыре моноэлементных узла; все вмещают только проявления и пункты минерализации золота и рассматриваются в статусе «потенциальных». Два из них входят в состав Харбейско-Лонготьюганского района, еще два находятся за его пределами, примыкая к западной границе Харбейско-Марункеуской МЗ. С последних и начнем краткую характеристику данных перспективных площадей.

*Хуутинско-Байдарацкий платино-золоторудный узел потенциальный* (4.0.1 Au,Pt/RF<sub>3</sub>-С, Р-Т) располагается вблизи северной рамки трапеции. Таксон выделен В. А. Душиным и др. при ГДП-200 листов Q-42-I, II. «Авторские» прогнозные ресурсы категории  $P_3$  благородных металлов (Au – 26 т, МПГ – 15 т) рассчитывались до глубины 100 м через удельную продуктивность «Немурского участка»; в данных значениях они зафиксированы в отчете «Оценка ресурсного потенциала...» [367]. Позднее, при апробации в ФГУП «ВСЕГЕИ» материалов подготовленной к изданию ГК-200/2 тех же листов [67] ресурсы золота экспертизой были уменьшены до 22 т, а ресурсы платиноидов (15 т) переведены в металлогенический потенциал. В этих значениях они были утверждены и поставлены на учет (паспорт №8660280). В качестве дальнейших работ рекомендованы специализированные поиски масштаба 1:25 000.

*Крестовский золоторудный узел потенциальный* (4.0.2 Au/RF<sub>3</sub>-С, Р-Т) находится у западной границы листа Q-42. В рамках упомянутого выше ГДП-200 по параметрам того же эталонного объекта были оценены ресурсы категории  $P_3$  золота (58 т) и сопутствующих платиноидов (29 т). По результатам прогнозно-минерагенических исследований [367] эти цифры были скорректированы (Au – 42 т, МПГ – 21 т). Экспертизой ФГУП «ВСЕГЕИ» данные ресурсы были отклонены из-за малых размеров перспективной площади, не соответствующей рангу рудного узла; объект не поставлен на учет.

В центральной части Харбейско-Лонготьюганского рудного района находятся *Яркеуский* (4.1.3 Au) и *Парноеганский* (4.1.4 Au) *потенциальные золоторудные узлы*, выделенные В. А. Душиным с соавторами в процессе ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII и «паспортизированные» при подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200/2 [68]. «Авторская» количественная оценка ресурсов категории  $P_3$  золота для этих таксонов осуществлялась по параметрам известного «хальмерьинского рудотипа» на Приполярном Урале. При экспертизе материалов в ФГУП «ВСЕГЕИ» значения ресурсов были скорректированы (уменьшены почти вдвое) и составляют соответственно 22 т для первого (паспорт № 8660567) и 14 т для второго (паспорт № 8660568). В пределах обоих узлов рекомендованы крупномасштабные специализированные поиски.

**Золото россыпное.** Распространение золотоносных россыпей также ограничено пределами Урало-Новоземельского минерагенического пояса. В горной части листа Q-42 **промышленные содержания металла связаны** только с аллювиальными россыпями (долинный и террасовый типы). К важным факторам, контролирующим россыпеобразование, относится геоморфологический. В частности благоприятной обстановкой для формирования террасового комплекса является область сочленения зон Уральского кряжа и педимента; сопутствующее этому резкое изменение продольного и поперечного профиля речных долин способствует повышению концентрации осаждаемого золота в связи с изменением скорости водных потоков. В качестве регионального критерия рассматривается наличие на территории многочисленных интрузий монцогранит-алаяскитовой формации, считающейся одной из основных рудогенерирующих для золота на Урале. С представляющим ее здесь евьоганским метагранитовым комплексом связано подавляющее большинство коренных источников россыпеобразования. Единственная на территории россыпь (зафиксированная здесь в ранге малого непромышленного месторождения) выявлена в середине 1980-х годов по результатам специализированных поисковых работ с применением бурения, оконтурены участки с промышленными содержаниями металла.

В 1997 г. «Лонготъеганская площадь» была лицензирована; с 1998 по 2001 г. ООО «Ямальская горная компания» там осуществляла поисково-оценочные работы (на отдельных участках выполнена предварительная разведка); подсчитаны запасы категории  $C_2$ , оценены прогнозные ресурсы всех категорий (для контуров различного размера). Результаты всех предшествующих исследований обобщены в отчете по ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (2008–2010 гг.); **при этом как локальный россыпной минерагенический таксон** данная площадь не представлялась (и соответственно, не «паспортизировалась»). В процессе подготовки к изданию ГК-1000/3 листа Q-42 (2011–2013 гг.) **определены контуры концентрированного распределения россыпной благороднометалльной минерализации**; перспективный объект площадью 1060 км<sup>2</sup> выделен как *Сандибейско-Лонготский золотороссыпной узел потенциальный* (10.0.1 Au/Q), принадлежащий к Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной минерагенической зоне.

Оценка прогнозных ресурсов категории  $P_3$  для «Лонготъеганской площади» (см. выше) ранее проводилась дважды. В отчете Ямал-Недра (прогнозные ресурсы по состоянию на 1.01.1998 г.) приводятся данные в 5,2 т (при линейной удельной продуктивности 88 кг/км и размере таксона 150 км<sup>2</sup>). В 2001 г. ресурсы этой категории были переоценены ООО «Ямальская горная компания» на основе других параметров; удельная линейная продуктивность (запасы категории  $C_2$ ): (протяженность продуктивного отрезка долины) – 385 кг : 9,8 км составила 39 кг/км. Из контура подсчета ресурсов категории  $P_3$  были исключены площади участков, где рассчитывались запасы и ресурсы высоких категорий («оставшаяся» площадь – 125 км<sup>2</sup>). Оценка ресурсов производилась отдельно для трех разных динамических типов россыпей: «эрозионные» палеотальвеги, перекрытые мореной, «шлейфовые», «перлювиальные» –  $(2 + 0,8 + 1,2) = 4$  т (в отчете Ямал-Недра за 2003 г. эти данные не фигурируют).

При оценке прогнозных ресурсов Сандибейско-Лонготского россыпного узла за эталонный объект принята упомянутая «Лонготъеганская площадь», расположенная в центре прогнозируемого таксона и составляющая относительно небольшую его часть. Последним рекомендациям ЦНИГРИ (о сравнении одноранговых минерагенических подразделений при использовании метода аналогии) это не противоречит, поскольку по размеру эталонный аналог соответствует рангу узла (хотя данный термин тогда не использовался). Подсчитанные ранее для указанного контура ресурсы россыпного золота категории  $P_3$  оставлены нами без изменений. За его пределами (в границах Сандибейско-Лонготского узла) известны многочисленные шлиховые ореолы золота (средние содержания составляют десятки–сотни  $\text{мг/м}^3$ ). Учитывая тождественность геологического строения, установленную золотоносность главных водотоков и их притоков (общая их протяженность – 140 км), но при этом отсутствие на этой части территории оценочных работ, коэффициент надежности прогноза принимается равным 0,5. При расчете используется удельная линейная продуктивность эталонного аналога (39  $\text{кг/км}$ ). Таким образом, прогнозные ресурсы категории  $P_3$  россыпного золота для всей площади выделенного перспективного таксона составят:  $4000 \text{ кг} + (39 \times 140 \times 0,5) = 4000 \text{ кг} + 2730 \text{ кг}$  (примерно 6,7 т). На данный объект оформлен паспорт № 8660780; при его апробации (ФГУП «ВСЕГЕИ») ресурсы узла уменьшены до 5,3 т (за счет введения дополнительного понижающего коэффициента «уравнивающего» линейную продуктивность эталонного объекта и прогнозируемой площади). В пределах потенциального узла рекомендованы оценочные работы.

**Опалиты.** Как уже было сказано выше, это «чисто» породные образования осадочного генезиса с ведущей ролью в их размещении двух факторов: литолого-стратиграфического (терригенно-кремнистые отложения верхнего мела–палеогена: березовская, серовская, ирбитская свиты) и палеофациального (условия открытого относительно глубокого шельфа). *Обская опалитоносная минерагеническая зона* оконтурена именно по этим критериям. Диатомиты, опоки, а также опокovidные, диатомитовые и кремнистые глины (редко трепелоподобные породы) в названных стратонах имеют широкое распространение и существенные мощности «продуктивных» горизонтов, но обычно залегают на значительных глубинах (от 150 до 500 м). Наиболее высокое положение кровли отмечается в юго-западной части площади листа, что рядом авторов связывается с приповерхностными дислокациями (складчатостью нагнетания), обуславливающими подъем полезной толщи до глубин 0–3 м. На поверхности это выражается в виде параллельно-грядового рельефа; наличие последнего является одним из прогнозных критериев, указывающих на возможное обнаружение здесь крупных, но со сложной морфологией приповерхностных скоплений опалитов. На карте зафиксировано 14 подобных малых объектов этого вида сырья. Минерагенический потенциал (МП) для части Обской МЗ (в пределах рассматриваемой площади) оценен

по аналогии с хорошо изученными более южными районами того же таксона (лист Р-41), где плотность ресурсов составляет 1,63 млн т/км<sup>2</sup>. Для части Обской МЗ в пределах трапеции (28 310 км<sup>2</sup>) МП опалитов составляет 46 145 млн т.

### **Нефтегазогеологическое районирование и критерии размещения углеводородного сырья**

Лист Q-42 охватывает северо-западные территории Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Здесь она представлена краевыми частями трех определившихся нефтегазоносных областей (НГО) – *Приуральской, Фроловской, Ямальской*, а также северо-восточным окончанием прогнозируемой (перспективной) *Восточно-Уральской* НГО. Границы главных таксонов соответствуют таковым на схеме нефтегазогеологического районирования, имеющейся в серийной легенде и составленной с учетом «Карты суммарной плотности перспективных и прогнозных ресурсов углеводородов мезозойского чехла Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции» (ред. Ф. З. Хафизов, 1997 г.). Несмотря на сходство разных таксонов в отношении факторов, контролирующих локализацию углеводородов, промышленные месторождения установлены только в двух первых из упомянутых выше НГО. Что касается плотности перспективных и прогнозных извлекаемых ресурсов углеводородов, то она составляет (в тыс. т усл. топлива на 1 км<sup>2</sup>): по Ямальской НГО 60–100; по Фроловской НГО 30–60; по Приуральской НГО 4–10; по Восточно-Уральской перспективной – менее 1. По наличию (или отсутствию) и «продуктивности» тех или иных стратиграфических уровней накопления углеводородов в пределах НГО выделяются более дробные таксоны – нефтегазоносные районы (НГР). Территория листа Q-42 охватывает (полностью или частично) по 2–3 таких района в каждой из определившихся областей: в Ямальской НГО – Южно-Ямальский и Щучьинский НГР, в Приуральской НГО – Полуйский и Берёзовский НГР, во Фроловской НГО – Ярудейский, Казымский и Юильский НГР.

Выявленные нефтяные залежи приурочены к структурам длительного развития, основной этап формирования которых падает на мезозойскую эру; это одна из важнейших закономерностей размещения здесь углеводородного сырья. Структурообразующие движения сопровождали накопление осадков, а наиболее интенсивное их проявление знаменует завершающие стадии крупных этапов седиментации. При этом возникшие формы в дальнейшем развивались унаследованно, тем самым создавались условия для неоднородного накопления углеводородов и формирования многопластовых месторождений нефти. Комплексный анализ и интерпретация геологической, геофизической, палеотектонической информации позволили наметить зоны с благоприятным сочетанием факторов нефтегазоносности: главным образом наличием локальных сводовых поднятий, а также проницаемых литологически- или тектонически-экранированных пластов (коллекторов). Они выявлены в составе нижнеюрского, среднеюрского, верхнеюрского, берриаско-барремского («неокомского») и апт-сеноманского нефтегазоносных комплексов (НГК). По этому признаку локализованы 66 площадей,

перспективных на поиски углеводородов; практически все выделенные площади многозалежные.

*Нижнеюрский нефтегазоносный комплекс* связан с отложениями горелой, шеркалинской, котухтинской, а также пяти объединенных (с левинской по лайдинскую) свит.

Палеогеографические обстановки в раннеюрское время являлись наиболее благоприятными для появления обломочных коллекторов, способных сохранить емкостные и фильтрационные свойства в зоне глубокого погружения, что подтверждается установленной промышленной нефтегазоносностью соответствующих отложений. Отдельные непродуктивные скважины, в которых нижняя юра не содержит коллекторов, скорее свидетельствует о более сложном характере распространения там нефтеносных горизонтов. Формирование комплекса связывается с прибрежно-морскими условиями на фоне постепенно продвигающейся с северо-востока на юго-запад трансгрессии. В это время осуществлялась активная эрозия выступов фундамента, что привело к формированию вблизи источников сноса «рукавообразных» песчано-алевритовых тел с примесью гравийного материала (продуктивные пласты Ю<sub>10</sub> и Ю<sub>11</sub>); последние в направлении локальных поднятий достаточно быстро «глинизируются». Таким образом, практически все перспективные площади рассматриваемого уровня расположены вдоль региональной линии выклинивания нижнеюрских стратонтов, примыкающих к выступам доюрского основания. Здесь предполагается открытие новых залежей нефти как «литологически выклинивающегося», так и «сводового» типов. В пласте Ю<sub>11</sub> выявлены также залежи газа (Ярудейское месторождение). В пределах северо-западной (Байдарацкой) приобортовой зоны разрез нижней юры предположительно формировался в условиях озерно-аллювиальной равнины; он характеризуется высокой песчанистостью отложений, что связано с близостью к «уральскому» и «пай-хойскому» источникам сноса. Там выклинивающиеся юрские образования часто имеют дизъюнктивные ограничения, что может способствовать возникновению тектонически-экранированных ловушек. Коллекторы раннеюрского возраста по своим емкостным свойствам значительно превосходят песчаники вышележащей тюменской свиты, поэтому указанный нефтегазоносный комплекс наиболее благоприятен для формирования крупных скоплений углеводородов. По нижнеюрскому НГК локализована 41 перспективная площадь; проведена оценка их прогнозных ресурсов категории Д<sub>1л</sub>, в сумме составляющих 53,461 млн т (табл. 6). Следует отметить, что при расчетах плотности принимались среднестатистические данные по каждому комплексу в пределах прогнозной площади.

*Среднеюрский нефтегазоносный комплекс* (тюменская свита) регионально продуктивен, представлен аллювиальными, дельтовыми и прибрежно-морскими отложениями. По всему разрезу выделяются различные по генезису и строению песчано-алевритовые тела (пласты Ю<sub>9-2</sub>). Наиболее мощные и протяженные из них считаются русловыми, к ним приурочено большинство месторождений Западной Сибири. Меньшего размера коллекторы являются, по-видимому, аллювиально-пролювиальными (по Г. С. Ясовичу) отложениями мелких водотоков на склонах крупных

**Прогнозные ресурсы углеводородов перспективных площадей  
на территории листа Q-42**

Индекс клетки и номер объекта на карте	Перспективные площади	Ресурсы (категория $D_{1л}$ ), тыс. т по нефтегазоносным комплексам					Итого ( $D_{1л}$ ), тыс. т
		Нижнеюрский НГК (пласты Ю <sub>10-11</sub> )	Среднеюрский НГК (пласты Ю <sub>2-9</sub> )	Верхнеюрский НГК (пласты Ю <sub>0-1</sub> )	«Неокомский» НГК (пласты группы АС, БС, БЯ)	Апт-альб- сеноманский НГК (пласты группы ВК, ТЦ, ХМ, ПК)	
<b>Восточно-Уральская прогнозируемая (перспективная) нефтегазоносная область</b>							
III-1-1	Восточно-Салехард- ская	–	93	104	–	737	934
III-3-1	Саренгоганская	–	45	–	–	–	45
	Итого:	–	138	104	–	737	979
<b>Ямальская нефтегазоносная область Южно-Ямальский НГР</b>							
I-6-1	Яротинская	1157	504	–	–	–	1661
I-6-3	Западно- Новопортовская	551	–	–	–	–	551
	Итого	1708	504	–	–	–	2212
<b>Щучьинский НГР</b>							
I-5-1	Северо-Мантойская	649	422	–	9064	–	10 135
I-5-2	Еркагаяхская	669	737	–	–	–	1406
I-5-3	Западно-Яротинская	846	2221	507	–	3330	6904
I-5-4	Среднемантойская	773	1324	–	18886	–	20 983
I-5-5	Мантойская	–	2292	1672	–	–	3964
I-6-2	Сарадюрская	331	1222	352	–	1569	3474
I-6-4	Салетинская	1752	6312	2231	–	9801	20 096
II-5-1	Хадьгинская	–	729	–	–	–	729
II-5-2	Ярсалинская	878	5489	–	–	7367	13 734
II-5-3	Янгутинская	–	1862	–	–	–	1862
II-6-1	Сюнайсалинская	–	4346	3571	–	30094	38 011
III-5-1	Шугинская	4054	–	–	–	–	4054
	Итого	9952	26 956	8333	27 950	52 161	125 352
	Итого по Ямальской НГО:	11 660	27 460	8333	27 950	52 161	127 564

Индекс клетки и номер объекта на карте	Перспективные площади	Ресурсы (категория Д <sub>1л</sub> ), тыс. т по нефтегазоносным комплексам					Итого (Д <sub>1л</sub> ), тыс. т
		Нижнеюрский НГК (пласты Ю <sub>10-11</sub> )	Среднеюрский НГК (пласты Ю <sub>2-9</sub> )	Верхнеюрский НГК (пласты Ю <sub>0-1</sub> )	«Неокомский» НГК (пласты группы АС, БС, БЯ)	Алг-альб-сеноманский НГК (пласты группы ВК, ТП, ХМ, ПК)	
<b>Фроловская нефтегазоносная область</b> <b>Ярудейский НГР</b>							
III-6-1	Ярудейская	5537	–	–	–	–	5537
III-6-2	Шугинско-Ярудейская	–	426	–	–	–	426
IV-6-1	Иевлевская	256	1275	–	–	–	1531
IV-6-2	Хейгинская	1896	9372	2787	15 284	12 654	41 993
V-6-3	Марьинская	966	2601	250	2703	1905	8425
V-6-4	Южно-Марьинская	1199	–	–	3785	–	4984
VI-6-3	Южно-Пальниковская	291	–	–	–	–	291
VI-6-4	Емьеханская	159	2946	–	–	–	3105
	Итого	10 304	16 620	3037	21 772	14 559	66 292
<b>Казымский НГР</b>							
IV-4-2	Хадыхская	–	450	–	–	4046	4496
IV-4-3	Иловая	–	2038	–	–	1004	3042
IV-5-1	Танопчинская	4894	3853	812	2611	4007	16 177
IV-5-2	Атаманская	–	2513	399	8000	2630	13 542
IV-5-3	Ерпусьяхская	839	1264	218	1423	2707	6451
IV-5-4	Хыртинская	–	545	–	–	428	973
IV-5-5	Щекастая	525	458	88	602	1396	3069
V-3-1	Харвутинская	3867	992	–	–	–	4859
V-3-2	Ай-Еганьегартская	1167	–	2416	–	14 247	17 830
V-4-1	Сухополуйская	–	887	–	–	–	887
V-4-2	Хунгобская	1428	3144	1216	12327	7188	25 303
V-4-3	Наньиельская	–	779	–	–	551	1330
V-5-1	Северо-Пырьяхская	1713	5904	997	2974	5347	16 935
V-5-2	Лакьюганская	2543	3724	445	8299	3050	18 061

Индекс клетки и номер объекта на карте	Перспективные площади	Ресурсы (категория Д <sub>1л</sub> ), тыс. т по нефтегазоносным комплексам					Итого (Д <sub>1л</sub> ), тыс. т
		Нижнеюрский НГК (пласты Ю <sub>10-11</sub> )	Среднеюрский НГК (пласты Ю <sub>2-9</sub> )	Верхнеюрский НГК (пласты Ю <sub>0-1</sub> )	«Неокомский» НГК (пласты группы АС, БС, БЯ)	Алп-альб-сеноманский НГК (пласты группы ВК, ТП, ХМ, ПК)	
V-6-1	Нгарская	1938	3042	–	6644	–	11 624
V-6-2	Лонгьюганская	1273	2615	–	10 073	2492	16 453
VI-5-1	Курьехская	1659	3646	1368	10 561	8467	25 701
	Итого	21 846	35 854	7959	63 514	57 560	186 733
<b>Юильский НГР</b>							
VI-4-1	Вынглорская	–	562	103	–	6375	7040
VI-4-2	Хульеганская	–	3843	–	–	–	3843
VI-4-3	Сосновская	611	1040	–	–	–	1651
VI-5-2	Южно-Хулымская	318	1361	–	–	–	1679
VI-5-3	Ветсорская	386	258	65	–	–	709
VI-5-4	Лунгорская	2059	1026	79	1115	1604	5883
VI-5-5	Устьева	1273	–	264	2750	–	4287
VI-6-1	Средне-Хулымская	124	4271	–	9383	1379	15 157
VI-6-2	Левохетгинская	932	–	–	6820	–	7752
VI-6-5	Еньеганская	460	496	–	–	–	956
VI-6-6	Мойпырская	603	–	–	–	–	603
VI-6-7	Восточно-Ямпинская	–	1396	–	–	751	2147
	Итого:	6766	14 253	511	20 068	10 109	51 707
	Итого по Фроловской НГО:	38 916	66 727	11 507	105 354	82 228	304 732
<b>Приуральская нефтегазоносная область Полуйский НГР</b>							
III-4-1	Вануйтинская	–	184	–	–	–	184
III-5-2	Кутопьюганская	640	1257	112	1589	858	4456
IV-2-1	Янгиеганская	–	264	–	–	–	264
IV-3-1	Мурузьинская	–	364	34	–	–	398
IV-3-2	Полуйская	1126	1285	140	–	2883	5434

Индекс клетки и номер объекта на карте	Перспективные площади	Ресурсы (категория Д <sub>1л</sub> ), тыс. т по нефтегазоносным комплексам					Итого (Д <sub>1л</sub> ), тыс. т
		Нижнеюрский НГК (пласты Ю <sub>10-11</sub> )	Среднеюрский НГК (пласты Ю <sub>2-9</sub> )	Верхнеюрский НГК (пласты Ю <sub>0-1</sub> )	«Неокомский» НГК (пласты группы АС, БС, БЯ)	Апт-альб-сеноманский НГК (пласты группы ВК, ТП, ХМ, ПК)	
IV-4-1	Мшистая	497	1008	–	–	–	1505
	Итого:	2263	4362	286	1589	3741	12 241
<b>Березовский НГР</b>							
VI-1-1	Ванзеватская	–	731	395	–	–	1126
VI-1-2	Чуэльская	–	776	6	–	143	925
VI-1-3	Окраинная	–	–	35	–	260	295
VI-2-1	Ногорьеганская	–	–	85	–	–	85
VI-2-2	Чебарьюганская	–	976	55	–	–	1031
VI-2-3	Северо-Казымская	–	263	–	–	–	263
VI-3-1	Сорумская	622	238	753	–	1488	3101
	Итого:	622	2984	1329	–	1891	6826
	Итого по Приуральской НГО:	2885	7346	1615	1589	5632	19 067
	<b>Всего по листу Q-42:</b>	<b>53 461</b>	<b>101 671</b>	<b>21 559</b>	<b>134 893</b>	<b>140 758</b>	<b>452 342</b>

поднятий, а также прибрежными фациями озер и лагун. С подобными образованиями связаны сравнительно небольшие скопления углеводородов. Продуктивные породы с промышленными притоками нефти и газа установлены на Ярудейском, Пальниковском и Северо-Казымском месторождениях в пластах Ю<sub>4-2</sub>. Среди залежей преобладают пластовые сводовые с литологическими экранами. Улучшение коллекторских свойств пластов ожидается как на палеосклонах, обращенных в сторону крупных впадин и прогибов, так и внутри последних – вокруг локальных поднятий, испытавших активный рост в юрское время. По среднеюрскому НГК локализованы 56 перспективных площадей; суммарные их прогнозные ресурсы оценены по категории Д<sub>1л</sub> в количестве 101,671 млн т (табл. 6).

Следующим регионально выдержанным продуктивным литостратиграфическим таксоном является *верхнеюрский нефтегазоносный комплекс*. Осадки этого возраста формировались в условиях крупной морской трансгрессии, которая охватывала практически всю территорию листа в течение

келловейского, оксфордского, кимериджского и титонского времени. В это время накапливаются преимущественно глинистые отложения сравнительно глубоководной части шельфа, и лишь в оксфорде намечается некоторое обмеление бассейна, в прибрежно-морских условиях формируются песчано-алевритовые пачки (пласт Ю<sub>1</sub>). К концу юры (при максимальной трансгрессии) вблизи береговой линии еще накапливаются алевриты и псаммиты (пласт Ю<sub>0</sub>), в глубоководной же части бассейна доминируют тонкообломочные осадки, богатые органическим веществом (в частности битуминозные глины баженовской свиты – пласт Ю<sub>0</sub>).

К настоящему времени на территории Западной Сибири в этих породах открыты 96 залежей нефти промышленного значения и выявлено 52 нефтегазопроявления. Свита является уникальной как с точки зрения особенностей коллектора и условий залегания нефти, так и с позиций строения залежей; активное изучение стратона началось после открытия его нефтеносности. До этого многими исследователями баженовские осадки рассматривались в качестве региональной нефтематеринской толщи, регионального флюидоупора и геофизического репера. Современный уровень представлений о составе, строении и нефтеносности этого таксона отражен в обобщающих работах ЗапСибНИГНИ, СНИИГГиМС, ВНИГРИ, ЗапСибНИИГеофизика, СибНИИНП, ИГиРГИ, ИГиГ СОРАН и других организаций. Анализ публикаций показывает, что даже сейчас единого представления по всем вопросам нет. В одних работах свита рассматривается как монотонное существенно терригенное образование, в других подчеркивается ее сложное строение и ведущая роль биогенного материала, в третьих она дробно расчленяется на ряд литологических пачек и слоев. Подобная ситуация наблюдается и в отношении коллекторских свойств свиты: одни исследователи связывают их с микрослоистым (листоватым) строением пород, другие – с трещиноватостью литогенетического или тектонического происхождения, третьи – с матричной пористостью. Наиболее обоснованной и согласующейся с фактическим материалом представляется разделяемая многими геологами литогенетическая концепция нефтеносности баженовского уровня, принципиальные положения которой сводятся к следующему. Залежи нефти являются автохтонными, они возникли за счет постседиментационного (главным образом в условиях катагенеза) преобразования исходного (биогенно-осадочного) органического вещества этих отложений. Залежи не имеют краевых и подошвенных вод, обладают (в большинстве случаев) аномально высоким пластовым давлением. Формирование их не всегда контролируется зонами разломов и структурным планом пласта. Коллекторами являются микрослоистые (включая скрытослоистые) глинистые битуминозные породы листоватой и микроракушняковой текстуры. Изученность баженовской свиты в пределах рассматриваемой территории явно недостаточная; при выявлении коллекторов в битуминозных ее фациях вполне можно ожидать присутствие нефтяных залежей. В целом по верхнеюрскому НГК локализованы 30 площадей, перспективных на поиски углеводородов – практически во всех нефтегазоносных областях территории. Наибольшая их концентрация

приурочена к Фроловской и Ямальской НГО. Суммарные прогнозные ресурсы, оцененные по категории Д<sub>1л</sub>, составляют 21,559 млн т (табл. 6).

«Неокомский» (берриасско-барремский) нефтегазоносный комплекс развит практически на всей территории листа; в осадочном чехле Западной Сибири он вмещает основные запасы нефти. Комплекс приурочен к отложениям ахской, черкашинской, фроловской свит и их аналогов, в нем выделяется целая система резервуаров (пласты группы АС, БЯ, БС), контролируемых зональными крышками и имеющих много общего в строении, поскольку они связаны с поступательной регрессией бассейна седиментации. Это в основном субмеридионально простирающиеся песчано-алевритовые тела, характеризующиеся закономерным размещением в осадочном чехле. Общая конфигурация резервуаров обусловлена простираением древних береговых линий; накопление осадков происходило в прибрежно-морских условиях на фоне некоторой асинхронности эпизодов максимальной (валанжин-готеривской) регрессии. Частота и продолжительность локальных трансгрессивных подвижек от валанжина к готериву постепенно уменьшалась, и отлагающиеся породы приобретали все более «континентальный» облик. Регрессия достигла пика в позднем готериве (время образования пластов АС<sub>11</sub>, АС<sub>12</sub>); пласты АС<sub>7</sub>–АС<sub>10</sub> сформированы преимущественно в трансгрессивных условиях. Проницаемые породы большинства резервуаров, судя по всему, осаждались в относительно неглубоком морском бассейне с развитой сетью прибрежных дельт и протоков, наличием интенсивных морских течений. В готериве шире распространены прибрежно-морские и дельтовые фации, где среди алевритов повсеместно присутствуют значительной мощности песчаники. Активный рост залежей происходит и в апт-сеноманское время. На площади листа соответствующие нефтеносные уровни выявлены на Лонгъюганском, Среднехулымском и Южно-Хулымском месторождениях; они приурочены к пластам АС<sub>8</sub>, АС<sub>9</sub>, АС<sub>10–12</sub>.

«Неокомская» область седиментации была асимметричной по отношению к границам современного Западно-Сибирского бассейна. Осевая (наиболее глубокая) ее часть смещена на запад, пласты западнее этой зоны падали на восток, а развитые восточнее – на запад (с последними на территории листа и связаны месторождения нефти). Западной границей продуктивности рассматриваемого комплекса считается наиболее глубоководная «ось» позднеюрского–раннемелового морского бассейна.

По региональным профилям и площадной сейсморазведке на территории листа Q-42 выделены линии перегиба шельфовых пластов западного падения (восточный источник сноса) для всех крупных осадочных комплексов того времени. Западнее их происходит постепенная «глинизация» осадков, отмечающая переход мелководного палеошельфа в глубоководный. В зоне моноклиналей восточного падения комплекс полностью глинистый и не содержит коллекторов. Исключение могут составлять пласты, сформированные «уральским» источником сноса; они прослежены восточнее Байдарацкого разлома, в районе Мантойского и Ярротинского поднятий. Здесь в одной из скважин (Мантойская площадь) установлен хорошо проницаемый горизонт БЯ<sub>15</sub>, имеющий восточное падение и слагающий

кровлю группы пластов (БЯ<sub>15-17</sub>). В двух скважинах Западно-Ярротинской площади в нем же обнаружены высокопроницаемые коллекторы с притоком воды до 184 м<sup>3</sup>/сут. С группой пластов БЯ связаны промышленные залежи на ближайших к рассматриваемой территории Новопортовском и Усть-Юрибейском месторождениях (лист Q-43). Площадь возможных резервуаров системы БС<sub>6</sub> также находится восточнее трапеции Q-42: нефтяные залежи в «шельфовых» пластах этого подразделения открыты на Ямбургском месторождении. Поэтому авторами для наглядности на карте показана линия примыкания указанного пласта к отражающему горизонту «Б». Зона предположительного развития резервуаров группы БС<sub>1</sub> связана с восточной частью Левохеттинского, Марьинского и Хейгинского локальных поднятий, которые являются благоприятными для образования структурных и структурно-литологических ловушек в нижнемеловых «шельфовых» пластах; в подобных отложениях установлена нефтяная залежь на Пальниковском месторождении.

В целом «неокомский» комплекс имеет мощность от 700 до 1027 м, песчаность его – от 10 до 50%, пористость составляет 20–25%. Перспективы открытия новых месторождений нефти связываются в основном с «шельфовой зоной» (литологические ловушки в пластах АС<sub>12</sub>–АС<sub>7</sub>), где коллекторские свойства пород наиболее высокие и выделены 20 прогнозных площадей. Среди собственно «шельфовых» ожидаются залежи структурные, пластово-сводовые, массивные с небольшими литологическими экранами; среди «склоновых» – преимущественно литологические, реже структурно-литологические. Прогнозные ресурсы категории Д<sub>1л</sub> оценены в 134,893 млн т (табл. 6).

*Апт-сеноманский нефтяногазоносный комплекс* на территории листа практически не изучен. Проведенный анализ особенностей строения и состава пород, сформированных во время трансгрессии раннеаптского моря и последующей регрессии в среднем и позднем апте, позволяет считать дальнейшие поиски залежей нефти в них целесообразными. В обстановке сокращения акватории и обмеления моря происходило накопление викуловской свиты, представленной алевритами, песками, песчаниками с прослоями алевритовых глин и глинистых известняков. На сопредельных территориях с этим стратоном связана нефтеносность в пластах ВК<sub>1-2</sub>. На площади листа в пределах Фроловской НГО повсеместно развиты викуловские песчаники, что делает перспективными поиски углеводородов в пластах названного уровня. На севере фациальным аналогом викуловских отложений являются верхи танопчинской свиты с пластами (ТП<sub>1-6</sub>) мелкозернистых песчаников, отвечающих условиям прибрежного мелководья. В альбе происходила трансгрессия моря; границы бассейна сместились на восток, откуда поступал пелитовый и алевритовый материал, обусловивший преимущественно тонкозернистый состав нижней части разреза хантымансийской и яронгской свит. Относительно слабое воздымание региона в позднем альбе привело к обмелению бассейна и стало причиной появления большого количества алевритового и псаммитового материала (пласты ХМ<sub>2-3</sub>). В сеномане эти процессы несколько усилились – в стабильных условиях формировались песчано-алеувитовые пачки уватской и

марресалинской свит. С верхней частью этих стратонов (пласты ПК<sub>1-3</sub>), залегающих под региональным флюидоупором (кузнецовская свита), за пределами площади связаны уникальные газовые залежи Уренгойского, Ямбургского, Медвежьего и других месторождений. В апт-сеноманском нефтегазоносном комплексе локализованы 24 площади, перспективные на поиски углеводородов; все они тяготеют к юго-восточной и восточной частям территории. Суммарные прогнозные ресурсы по категории Д<sub>1л</sub> составляют 140,758 млн т (табл. 6).

Учитывая особенности строения Западно-Сибирской платформы и основываясь на современных геологических концепциях, актуальным представляется также изучение доюрского мегакомплекса с возможным выделением там перспективных объектов. О нефтегазоносности отложений фундамента свидетельствуют выявленные залежи нефти в Красноленинской нефтегазоносной области (лист Р-42) и на Новопортовском месторождении (лист Q-43). В частности, благоприятными в отношении поисков углеводородов следует рассматривать «прибрежно-морские фации» терригенно-карбонатных стратонов среднего–верхнего палеозоя как наиболее «пригодные» для формирования в них поровых и трещинно-поровых коллекторов. Подтверждением нефтенасыщенности кремнисто-карбонатных отложений являются результаты аналитических исследований керна одной из скважин Хантымансийской площади (лист Р-42). Там в интервале 3146–3152 м породы сложены округлыми (0,1–0,3 мм) выделениями кальцита с многочисленными порами, заполненными нефтью, а также монокристаллами кварца той же размерности. Дебит нефти из этих пород, полученный при испытании скважины, составил 722 м<sup>3</sup>/сут. Возможную нефтегазоносность фундамента не следует ограничивать указанным составом отложений; продуктивным может оказаться широкий спектр домезозойских интрузивных, метаморфических и осадочных образований. Следует также отметить, что и исходный субстрат пород, подвергавшихся выветриванию и другим эпигенетическим преобразованиям, не является основным фактором, определяющим коллекторские свойства вторичных резервуаров. Так, высокие притоки флюидов получены из кор выветривания по вулканогенно-осадочным комплексам Южно-Русской площади (лист Q-43). На Средне-Назымской площади (лист Р-42) промышленные притоки нефти зафиксированы из вторичных резервуаров, образовавшихся преимущественно по вулканитам. Известны случаи формирования вторичных коллекторов в гранитоидных интрузиях и даже в ультрамафитах (Карабашское месторождение, лист Р-41).

Внимания заслуживает и «сейсмофациальный комплекс» триаса, проявленный в волновом поле динамически отчетливо выраженными протяженными субпараллельными полосовидными отражениями (пространственная форма «заполняющего» типа). Отложения с аналогичной волновой картиной выявлены и изучены на Рогожниковской площади (лист Р-42), где установлена промышленная нефтегазоносность триасовых стратонов. В доюрском разрезе территории рассматриваемый сейсмофациальный комплекс имеет большую мощность (до 1,5 км), но, к сожалению, пока не изучен и не оценен в отношении нефтегазоносности.

Как видно из табл. 6, прогнозируемые параметры углеводородов имеют свои особенности в распределении по нефтегазоносным областям. Для территории листа Q-42 суммарные ресурсы категории  $D_1$  оцениваются в количестве 452,342 млн т условного топлива, в том числе (млн т): Приуральская НГО – 19,067; Ямальская НГО – 127,564; Фроловская НГО – 304,732. Прогнозные ресурсы более низких категорий ( $D_2 + D_3$ ) в целом для территории листа Q-42 оцениваются в количестве 2264,175 млн т, в том числе: Приуральская НГО – 119,286 (Полуйский НГР – 75,581; Берёзовский НГР – 43,705); Ямальская НГО – 952,139 (Южно-Ямальский НГР – 37,307; Щучьинский НГР – 914,832); Фроловская НГО – 119,286 (Ярудейский НГР – 256,056; Казымский НГР – 624,802; Юильский НГР – 289,851); Восточно-Уральская перспективная НГО – 22,041.

---

---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа Q-42 расположена в двух различных по гидрогеологическим условиям бассейнах: северо-западной части Западно-Сибирского сложного бассейна пластовых безнапорных и напорных вод (I-8) и северо-восточной части Большеуральского сложного бассейна корово-блоковых (пластово-блоковых и пластовых) вод (XI-2). Гидрогеологическая изученность территории слабая и неравномерная.

### **Западно-Сибирский сложный бассейн пластовых безнапорных и напорных вод (I-8)**

В структурно-гидрогеологическом аспекте исследуемая территория принадлежит к Тазовско-Салехардскому бассейну пластовых подмерзлотных напорных вод (I-8Б), в котором в свою очередь выделяются четыре гидрогеологических региона, различающихся по величине модуля питания.

Гидрогеологические особенности мезозойского этажа обусловлены не столько геологическим строением территории, сколько строением и мощностью многолетнемерзлых пород (ММП). На рассматриваемой территории в соответствии с «Методическими рекомендациями...» [170] по особенностям распространения и строения толщи многолетнемерзлых пород и модуля подземного стока выделены области сплошного, прерывистого и островного распространения ММП.

Область сплошного распространения ММП (район I-8Б-б, I-8Б-в) располагается в северной части территории листа; южная ее граница проходит около полярного круга. Мерзлые породы занимают более 90% площади трапеции. Талые отложения (около 10%) встречаются непосредственно под руслами крупных рек. Температура мерзлых пород – от 0 до минус 3 °С, мощность мерзлоты – до 300 м.

В области прерывистого распространения ММП (район I-8Б-г) мерзлые породы занимают 70–80% площади. Здесь талые отложения, как правило, встречаются непосредственно под руслами крупных рек, а также в прирусловых залесенных частях пойм. На водоразделах и надпойменных террасах (за редким исключением) повсюду развиты мерзлые породы. Наличие таликовых зон на повышенных участках может быть связано с глубинными тектоническими разломами. В южной части этой области наблюдается двухслойное по вертикали развитие ММП. Подошва верхнего

слоя мерзлоты залегает на глубине от 20 до 78 м. Мощность межмерзлотного слоя изменяется от 10 до 25 м, увеличиваясь к югу до 60 м и более. Кровля реликтовой мерзлоты залегает на глубинах 100–200 м, мощность ее – до 170 м.

В области островного распространения ММП (район I-8Б-д) мерзлые породы занимают 30–70% ее территории. Талые породы здесь встречаются не только в долинах и поймах рек, но и на междуречных участках. Площадь, занятая тальми породами, и глубина погружения кровли реликтового слоя ММП закономерно увеличиваются с севера на юг. Увеличивается и мощность межмерзлотного слоя, местами переходящего в надмерзлотный.

Наличие мощной и сложнопостроенной толщи ММП исключило из активного водообмена значительную часть подземных вод и наложило отпечаток на формирование и существование подземных вод, залегающих над мерзлой толщей, под ней, а также в самой толще. Таким образом, условия формирования, водообильность, динамика подземных вод и другие характеристики водоносного кайнозойского этажа на исследуемой территории полностью определяются существующими в его пределах геокриологическими условиями. В этих условиях формируются сезонно-талые, надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные воды и воды сквозных таликов. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации дождевых, снеговых и речных вод, разгрузка – в близлежащие водотоки. Приток подземных вод из отдаленных областей на большей части территории исключен вследствие разобщенности подземных водоносных систем отдельных речных бассейнов.

Гидрогеологическая стратификация разреза проведена согласно «Методическим рекомендациям по составлению карт гидрогеологического районирования масштаба 1:2 500 000, схем гидрогеологической стратификации и классификаторов объектов гидрогеологического районирования и стратификации» (2010 г.).

В разрезе выделяются два гидрогеологических этажа: мезозойско-кайнозойский и мезозойский, разделенных толщей глинистых пород туронско-приабонского возраста, являющихся региональным водоупором для Западно-Сибирского артезианского бассейна.

### **Мезозойско-кайнозойский гидрогеологический этаж (MZ–KZ) Плиоцен-четвертичный водоносный комплекс (N<sub>2</sub>–Q)**

*Четвертичный полигенетический сезонно-водоносный горизонт* распространен повсеместно. Основной фактор при выделении этого горизонта – климатический, подземные воды в жидкой фазе содержатся только в теплый период года (1,5–4 месяца). Зимой подземные воды полностью промерзают. Водовмещающими являются неоплейстоцен-голоценовые отложения морского, аллювиально-морского, аллювиального, озерно-аллювиального генезиса. Водовмещающие породы представлены песками, супесями, суглинками, торфом. Мощность горизонта определяется величиной слоя сезонного протаивания и составляет 0,2–1 м, иногда до 1,5 м (в песках).

Подземные воды горизонта безнапорные, но при зимнем замерзании происходит вспучивание грунтов, образуются местные напоры, приводящие к формированию однолетних бугров пучения. Уровни подземных вод близки к поверхности, глубины их залегания – 0,1–0,3 м. На карте сезонно-водоносный горизонт не показан в связи с повсеместным распространением и небольшой мощностью (рис. 9).

*Четвертичный аллювиальный и аллювиально-морской водоносный горизонт (a,amQ) приурочен к аллювиальным и аллювиально-морским отложениям позднеплейстоценового–голоценового возраста. Распространен в современных долинах крупных рек (Обь, Полуй, Казым, Ярудей, Левая Хетта, Хейгияха) и их притоков, а также под акваторией Обской губы. Отепляющее действие водного потока рек способствует опусканию кровли ММП под руслами рек, образуя подрусловые сквозные талики крупных рек и несквозные талики малых рек и термокарстовых озер. Исследования, выполненные разными организациями, свидетельствуют о закономерном увеличении мощности несквозных таликов от верховьев рек к их нижнему течению. На широких участках долин рек мощность таликовых зон уменьшается от центральной прирусловой части к тыловым частям пойм, террас. Мощность несквозных подрусловых таликов изменяется от первых метров до первых десятков метров. На территории прерывистого распространения ММП таликовые зоны могут быть сквозными. По данным специальных исследований ВСЕГИНГЕО, величина озерности и суммарная площадь подозерных таликов возрастают от 0,1% на высоких геоморфологических уровнях до 50% на низких. Под старичными и термокарстовыми озерами, глубина которых превышает глубину сезонного промерзания, формируются несквозные талики мощностью от 5–7 до 20 м. В районе пос. Новый Порт (лист Q-43) выявлены несквозные талики мощностью 20–40 м под озерами глубиной 10–15 м.*

Водовмещающие отложения представлены преимущественно мелко-среднезернистыми песками, реже крупнозернистыми с гравием и галькой, в кровле горизонта отмечаются линзы и прослой суглинков и супесей. Общая мощность – от нескольких метров до 35 м (в долине Оби). Глубина залегания уровня подземных вод близка к поверхности (до 1 м). Зимой воды надмерзлотных таликов приобретают напор за счет стеснения водотока или водоема льдом и могут, разгружаясь на отдельных участках, формировать сезонные наледи и бугры пучения. Фильтрационные свойства и водообильность отложений, приуроченных к несквозным таликам, практически не изучены.

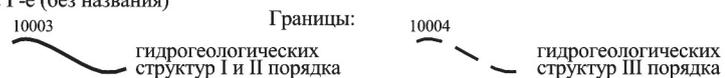
По данным инженерно-геологических изысканий трасс магистральных газопроводов, коэффициенты фильтрации изменяются от 1 до 3 м/сут. Величина водопроницаемости отложений комплекса изменяется от 130 до 433 м<sup>2</sup>/сут.

*Плиоцен-четвертичный полигенетический водоносный горизонт (nN<sub>2</sub>–Q) имеет повсеместное распространение. Приурочен к сложнопостроенной и фациально неоднородной толще мощностью от первых метров до 300 м. Связан с озерными, озерно-аллювиальными, аллювиально-морскими, озерно-морскими, морскими и покровными (болотными)*

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

I. Гидрогеологическое районирование

Структуры I порядка: I-8 - Западно-Сибирский сложный бассейн пластовых безнапорных и напорных вод, XI-2 - Большеуральский сложный бассейн корово-блоковых (пластово-блоковых и пластовых) вод  
 Структуры II порядка: I-8Б - Западно-Сибирский сложный бассейн пластовых подземных вод, XI-2Г - Полярно-Уральский бассейн подмерзлотных жильно-блоковых вод  
 Структуры III порядка: I-8Б-б, I-8Б-в, I-8Б-г, I-8Б-д, XI-2Г-б, XI-2Г-г, XI-2Г-д, XI-2Г-е (без названия)



II. Основные гидрогеологические подразделения

II. 1. Гидрогеологические подразделения, залегающие первыми от поверхности

- 10000 a, amQ Четвертичный аллювиальный и аллювиально-морской водоносный горизонт. Пески с прослоями супесей, суглинков
- 10100 nN<sub>2</sub>-Q Плиоцен-четвертичный полигенетический водоносный горизонт. Суглинки, супеси, пески с прослоями и линзами глин, торфа, илы, глины, алевропелиты
- 10110 PR-PZ Протерозойско-палеозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости. Интрузивные, метаморфические, вулканогенно-терригенные, осадочно-вулканогенные породы

Границы: 10003 гидрогеологических структур I и II порядка

II. 2. Гидрогеологические подразделения, залегающие ниже первых от поверхности

- 12100 Границы распространения гидрогеологических подразделений
- 12101 R<sub>3h</sub>-r Контур распространения хаттско-рюпельского водоносного горизонта
- 12102 K<sub>2t</sub>-P<sub>2p</sub> Контур распространения туронско-приабонского водоупорного горизонта
- 12103 K<sub>1a</sub>-K<sub>2s</sub> Контур распространения аптско-сеноманского водоносного горизонта

III. Количественная характеристика водоносности горизонтов

- III. Ресурсы подземных вод
- 10203 I.0-0.5 Изолинии модуля эксплуатационных ресурсов подземных вод, оцененные по модулю питания дм<sup>3</sup>/с на 1 км<sup>2</sup>
- 81040 4 П Месторождения пресных подземных вод, их номер
- 81050 4 Т Месторождения технических слабосолоноватых подземных вод, их номер
- 78470 2 J Проявления промышленных йодных вод, их номер
- Промышленная освоенность месторождений
- 84950 ⚡ Эксплуатируемые 84970 ⚡ Законсервированные

IV. Показатели водообмена

- 97430 → Направление подземного стока

V. Анионный состав подземных вод

- 38001 ● Гидрокарбонатные 38005 ● Хлоридные

V. Многолетняя мерзлота



Районирование по особенностям распространения и строению толщи многолетнемерзлых пород и модулю подземного стока в бассейнах подземных вод

Бассейны I порядка		I-8 Западно-Сибирский сложный бассейн пластовых подмерзлотных вод				Большеуральский бассейн корово-блоковых (пластово-блоковых и пластовых) вод			
Бассейны II порядка		I-8Б Тазовско-Салехардский бассейн пластовых подмерзлотных вод				XI-2Г Полярно-Уральский бассейн подмерзлотных жильно-блоковых вод			
Районирование по особенностям распространения и строению толщи многолетнемерзлых пород и модулю подземного стока	Индекс района	I-8Б-б	I-8Б-в	I-8Б-г	I-8Б-д	XI-2Г-б	XI-2Г-г	XI-2Г-д	XI-2Г-е
		Распространение ММП, %	>90	90	70-90	30-70			
	Средний модуль стока дм <sup>3</sup> /с на 1 км <sup>2</sup>	0,05	0,05	0,25	0,75	0,75	7,5	3,5	1,5

VI. Прочие знаки

Искусственные водопоявления

- 37000 3Я 0.8 17.8 150.0 J<sub>2a-k</sub> 76°
  - 0.55 26 0.8 0.02 0.6
1. Скважина. Вверху — номер на карте, внизу — индекс гидрогеологического подразделения. Цифры слева в числителе — дебит (дм<sup>3</sup>/с), в знаменателе — понижение уровня (м), справа в числителе глубина установившегося уровня (м), в знаменателе — минерализация (г/дм<sup>3</sup>). Закраска соответствует анионному составу воды. Дополнительно справа — температура воды, С°
  2. Вынесенный водопункт (точка местоположения водопункта и знак водопункта. Обозначения те же, что в п. 1)
- Индекс водоносного горизонта не указывается, если он залегает первым от поверхности

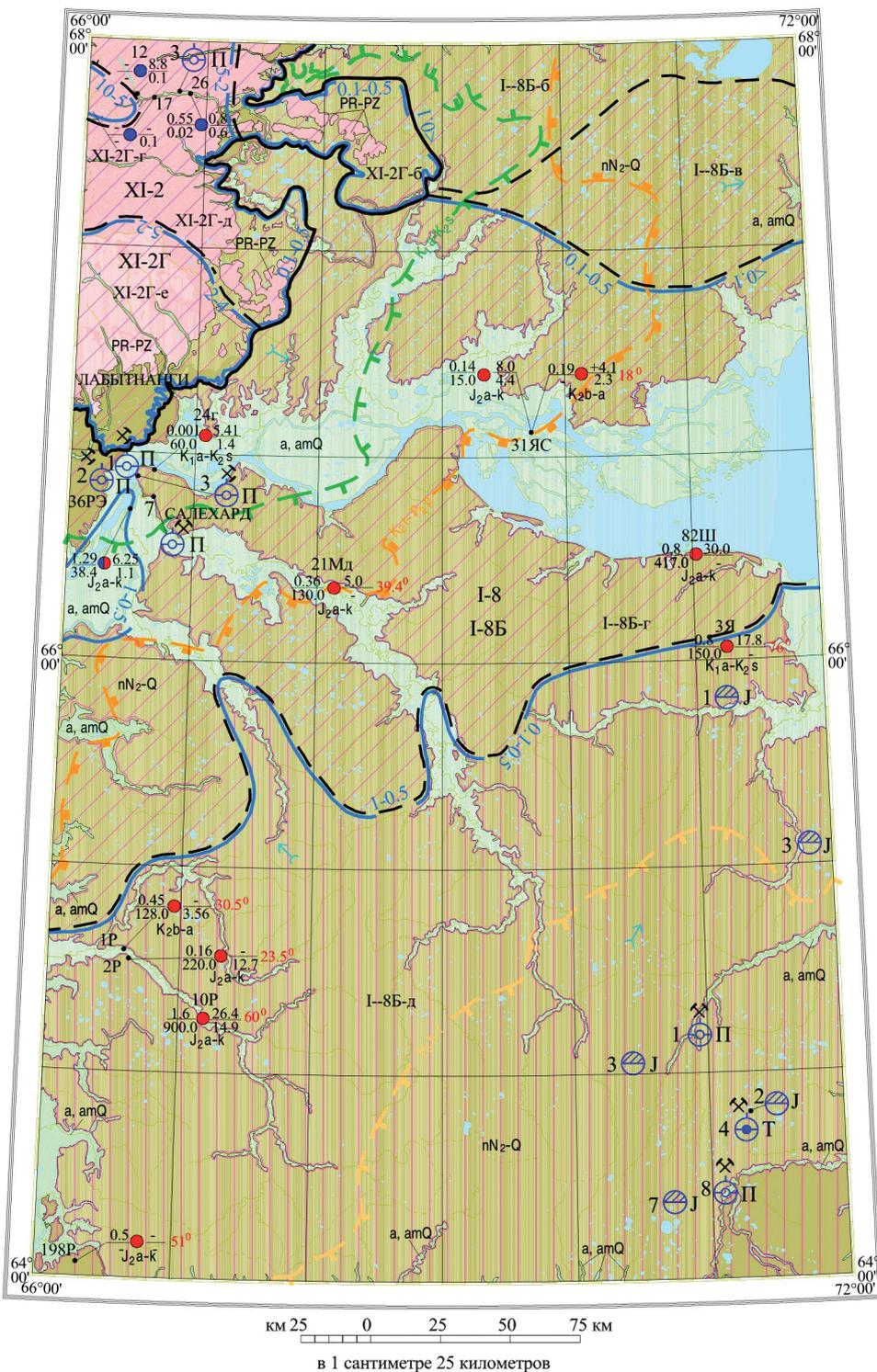


Рис. 9. Гидрогеологическая карта (составила Л. А. Хрякова).

отложениями. Водовмещающие породы представлены суглинками, супесями, песками, глинами, торфом.

На севере территории в области сплошного распространения ММП на водоразделах и надпойменных террасах повсюду развиты мерзлые породы. Модули эксплуатационных ресурсов подземных вод, оцененные по модулю питания, составляют менее  $0,1 \text{ дм}^3/\text{с}$  на  $1 \text{ км}^2$ . Характеристика МПП дана в начале главы.

В толще песчано-глинистых отложений можно встретить межмерзлотные обладающие напором воды. Глубина залегания талых пород в толще мерзлых изменяется от 20 (Вырчикское МПВ, III-1-2) до 40 м (Карантинное МПВ, III-1-1). **Мощность талых пород изменяется от 14 до 53 м, увеличиваясь от водоразделов к руслам рек.** Уровень подземных вод устанавливается на глубинах 1,5–1,9 м. Воды субнапорные. По данным разведочных работ, водообильность отложений относительно невысокая и характеризуется следующими значениями: дебиты скважин изменяются от 0,1 до  $0,9 \text{ дм}^3/\text{с}$  при понижениях уровня соответственно 8 и 39,3 м, удельные дебиты – от 0,1 до 1,18 (Салехардское МПВ, III-1-3). Воды пресные с минерализацией от 0,07 до  $1,0 \text{ г}/\text{дм}^3$ . По химическому составу преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевого или магниевое-кальциевого. Величина жесткости, изменяющаяся от 0,3 до  $1,3 \text{ ммоль}/\text{дм}^3$ , характеризует воды комплекса как очень мягкие; иногда воды умеренно жесткие, жесткость  $3,9 \text{ ммоль}/\text{дм}^3$ . Среда вод – от слабокислой до нейтральной, значения pH в пределах от 5,7 до 7,9. Отмечаются повышенные содержания железа, нитратов, а также показатели мутности и цветности.

На юге территории в области развития островной многолетней мерзлоты водоносный горизонт проморожен отдельными «островами» (до 30–70 % площади) сверху до 10–15 м, где подземные воды существуют в твердой фазе. Острова ММП приурочены к слабо дренированным участкам, с поверхности сложенным суглинистыми грунтами или торфяниками. Маломощные линзы и перелетки мерзлоты встречаются под сфагновыми кочками в краевых частях болот. На участках, сложенных хорошо фильтрующими отложениями, а также в долинах рек и среди обширных массивов водораздельных болот ММП отсутствуют. В пределах горизонта выявлены надмерзлотные и межмерзлотные подземные воды.

Надмерзлотные воды встречены в долинах рек, площади распространения их незначительны. Водовмещающие породы представлены песками мелко-среднезернистыми, нередко с включениями гравия и гальки, супесями, алевритами. Мощность горизонта изменяется от первых метров до нескольких десятков метров, причем она больше в прирусловых частях рек. Уровни подземных вод устанавливаются на глубинах от 1,5 до 10–13 м, имеют свободную поверхность, но в зимний период местами возникают местные незначительные напоры вследствие промерзания пород сверху. Фильтрационные свойства отложений практически не изучены, лишь, по данным инженерно-геологических изысканий, коэффициенты фильтрации изменяются от 1 до  $3 \text{ м}/\text{сут}$ , иногда их значения достигают  $10\text{--}15 \text{ м}/\text{сут}$ . По данным разведочных работ, водообильность отложений

характеризуется следующими значениями: дебиты скважин изменяются от 0,14–0,58 дм<sup>3</sup>/с (Приозерное МПВ, VI-6-8) до 0,3–0,9 дм<sup>3</sup>/с (Лонг-Юганское МПВ, V-5-1) при понижениях уровня соответственно 45,0–12,0 и 2,0–15,0 м, удельные дебиты – 0,04–0,14 дм<sup>3</sup>/с. Воды пресные, величина минерализации составляет от 0,07 до 0,14 г/дм<sup>3</sup>. Содержание (мг/дм<sup>3</sup>): Fe общ. – 1,7–9,8; Mn – 0,26; F – 0,11–0,16. Характеризуются цветностью до 80 и мутностью 5,1–53,1.

Межмерзлотные воды распространены на междуречных пространствах. Водовмещающими породами являются супеси, пески различной зернистости с гравием и галькой. Мощности горизонтов изменяются от 16 до 54 м. Глубина залегания уровня подземных вод – от первых метров до 10 м. Воды в основном субнапорные. Фильтрационные свойства водовмещающих пород практически не изучены: известны лишь значения коэффициентов фильтрации – 1–3 м/сут и водопроницаемости – 100 м<sup>2</sup>/сут [403].

Сложные геокриологические условия на площади распространения данного водоносного горизонта привели к образованию различных типов подземных вод. Здесь встречаются ультрапресные (с минерализацией до 0,5 г/дм<sup>3</sup>) и слабосолоноватые (с минерализацией 1,0–1,3 г/дм<sup>3</sup>) воды. Ультрапресные воды тяготеют к участкам, расположенным недалеко от крупных речных долин, где существует связь подземных вод с рекой. По химическому составу наиболее распространены гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды.

Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации паводковых вод, а также за счет перетекания из таликовых зон. Разгрузка происходит в речную сеть.

Водоносный горизонт является основным источником для целей водоснабжения небольших населенных пунктов и различных объектов нефтегазового комплекса территории ЯНАО.

### ***Верхнемеловой–миоценовый водоносный комплекс (K<sub>2</sub>–N<sub>1</sub>)***

*Хаттско-рюпельский водоносный горизонт (P<sub>3</sub>h-г)* развит в юго-восточной части территории в междуречьях Казым–Полуй–Надым. Горизонт приурочен к отложениям атлымской, новомихайловской и туртасской свит. Водовмещающими являются пески, которые разделяются относительно водоупорными прослоями и линзами глин и глинистых алевроитов различной мощности. К подошве горизонта содержание песчаных разностей увеличивается. Пески преимущественно мелкозернистые. Фациальная неоднородность водовмещающей толщи осложнена присутствием ММП в интервале глубин 178–230 м (Лонг-Юганское МПВ, V-5-1). В составе горизонта выделяются надмерзлотные (интервал 145–178 м) и подмерзлотные (интервал 230–253 м) воды. Комплекс не изучен.

*Туронско-приабонский водоупорный горизонт (K<sub>2</sub>t–P<sub>2</sub>p)* объединяет осадки тавдинской, талицкой, люлинворской (ее аналогов – серовской, ирбитской), ганькинской, березовской и кузнецовской свит, представленных опоковидными, гидрослюдисто-каолиновыми, известковистыми глинами,

опоками, диатомитами с редкими прослоями гравелитов, сидеритов, мергелей. В западной части территории породы сильно дислоцированы, местами отмечены выходы на дневную поверхность. В гидродинамическом отношении горизонт является региональным водоупором.

### **Мезозойский гидрогеологический этаж (MZ)**

Подземные воды находятся в условиях затрудненного водообмена, характеризуются значительным напором, высокой минерализацией, газонасыщенностью и повышенной температурой. В строении гидрогеологического этажа выделено два водоносных комплекса: юрско-верхнемеловой и верхнетриасово-нижнеюрский. В основании этажа устанавливается палеозойско-мезозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости.

### ***Юрско-верхнемеловой водоносный комплекс (J–K<sub>2</sub>)***

В нем выделяются семь гидрогеологических подразделений ранга горизонтов.

*Аптско-сеноманский водоносный горизонт (K<sub>1a</sub>–K<sub>2s</sub>)* распространен практически повсеместно. Водовмещающие породы представлены песками, песчаниками, алевролитами с прослоями глин. Глубина залегания кровли – от 100 м (на западе листа) до 1300 м. Мощность горизонта достигает 1000 м в юго-восточной части территории. Воды высоконапорные. По химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией 18,4–22,2 г/дм<sup>3</sup>. Воды термальные с температурой на изливе от 49 до 78 °С. Водообильность зависит от литологического состава водовмещающих пород. Горизонт испытан при нефтепоисковых работах в скв. 3 (Ярудейская площадь) в интервале глубин 1884–1896 м. Получен дебит 0,8 дм<sup>3</sup>/с при понижении 150 м. Статический уровень – 17,8 м. В составе растворенных газов – метан (28,8%), этан (0,44%), азот (0,49%). Воды термальные с температурой 76 °С.

Подземные воды аптско-сеноманского горизонта используются для поддержания пластового давления на нефтяных месторождениях (Средне-Хулымское месторождение нефти). При более детальном исследовании могут рассматриваться в качестве минеральных лечебных йодо-бромных подземных вод.

*Аптский водоупорный горизонт (K<sub>1a</sub>)* имеет ограниченное распространение, объединяет отложения кошайской и алымской свит. Водоупорные отложения представлены глинами аргиллитоподобными с редкими прослоями алевролитов и глинистых известняков. Мощность – от 20 до 350 м.

*Берриасско-аптский водоносный горизонт (K<sub>1b-a</sub>)* распространен повсеместно. Мощность достигает 700 м. Водовмещающие отложения представлены песчаниками, песками, алевролитами, глинами. Воды горизонта напорные, самоизливающиеся (до +4,1 м над поверхностью земли). Водообильность отложений характеризуется дебитами от 0,03 до 0,46 дм<sup>3</sup>/с при понижении до 200 м. Воды хлоридные натриевые с минерализацией

2,3–11,27 г/дм<sup>3</sup>. Содержание йода – 9,46–14,35 мг/дм<sup>3</sup>, брома – 24,0–32,0 мг/дм<sup>3</sup>. Воды термальные с температурой на изливе от 30,5 до 49 °С. Воды горизонта могут быть оценены как минеральные промышленные йодные и минеральные лечебные со специфическими компонентами и термальные с температурой до 100 °С.

*Берриаско-аптский относительно водоупорный горизонт (K<sub>1b</sub>-a)* приурочен к аргиллитоподобным в различной степени алевритистым глинам с редкими алеврито-песчаными пропластками и очень сложным незакономерным, часто линзовидным чередованием песчаников и алевролитов леушинской, фроловской, ахской, улансинской и харосоимской свит. Мощность горизонта – до 900 м.

Пьезометрическая поверхность горизонта отличается неупорядоченностью уровней. Коллекторские свойства водовмещающих отложений низкие: дебиты скважин изменяются от 0,001 до 1 дм<sup>3</sup>/с при понижениях уровня до 700–1000 м (Шемраева, 1999). Воды горизонта на рассматриваемой территории хлоридные натриевые с величиной минерализации до 13 г/дм<sup>3</sup>. В составе растворенных газов доминирует метан. Соотношение газ/вода 1,5 : 1,0. Пластовая температура воды – 79–106 °С.

*Келловейско-берриаский водоупорный горизонт (J<sub>2k</sub>-K<sub>1b</sub>)* представлен битуминозными тонкоотмученными массивными или тонкоплитчатыми глинами баженовской, тутлеймской, абалакской, даниловской, маурынинской и лопсинской свит. Абсолютные отметки кровли горизонта – минус 1650–3300 м. Мощность – до 154 м.

*Ааленско-келловейский водоносный горизонт (J<sub>2a</sub>-k)* приурочен к песчаникам с прослоями глин, алевритов и глинам с прослоями гравелитов тюменской свиты. Глубина кровли водоносного горизонта – 20–3600 м. Общий региональный наклон отмечается в восточном и юго-восточном направлениях. Мощность – до 700 м.

Воды напорные, статический уровень устанавливается на глубинах 5,0–30,0 м, до саимоизлива +25,0 м. Водообильность горизонта характеризуется дебитами скважин от 0,13–0,8 дм<sup>3</sup>/с при понижении 25–150 м до 1,6 дм<sup>3</sup>/с при понижении до 900 м (скв. 10-Р, Верхнекуноватская площадь). По химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией 4,4–14,9 г/дм<sup>3</sup>. Воды горизонта термальные с температурой 23,6–60 °С. Растворенный газ (соотношение газ/вода – 0,66 : 1,0) преимущественно метанового состава (до 94,7%). Водоносный горизонт, ввиду малой степени изученности и значительной глубины залегания, в настоящее время не имеет практического применения.

*Плинсбахско-ааленский относительно водоносный горизонт (J<sub>1p</sub>-J<sub>2a</sub>)* приурочен к горелой, шеркалинской, котухтинской, левинской и лайдинской свитам. Водовмещающие отложения представлены аргиллитоподобными тонкоотмученными глинами с примесью алевритово-песчаного материала. Подземные воды связаны с прослоями и линзами песчаников и алевролитов. Кровля горизонта прослеживается на абс. отм. от минус 1700 до 4300 м. Мощность горизонта – от нескольких метров до 300 м. Практического значения не имеет.

## **Верхнетриасово-нижнеюрский водоносный комплекс (Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>)**

Водоносный комплекс развит достаточно широко в различных частях территории листа, залегает на протерозойско-палеозойской водоносной зоне экзогенной трещиноватости и перекрыт четвертичным полигенетическим водоносным горизонтом. Водовмещающие отложения представлены неравномерно чередующимися разнородными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами, гравелитами, конгломератами, реже известняками и бурыми углями, входящими в состав теунтойской, ятринской, яны-маньинской и тольинской свит. Породы характеризуются плохой отсортированностью и значительным уплотнением. Суммарная мощность комплекса – до 400 м и более. На сопредельной территории установлены следующие характеристики. Дебиты скважин составляют 0,06–0,40 дм<sup>3</sup>/с при понижении 20–220 м. Воды напорные. Статические уровни устанавливаются на глубинах 10–30 м, часто отмечается самоизлив скважин. Для комплекса характерны гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды с минерализацией от 0,15 до 16,0 г/дм<sup>3</sup> и более (увеличивается в направлении от Урала на юго-восток). При минерализации более 10–15 г/дм<sup>3</sup> воды содержат йод, бром и ряд других микроэлементов. Растворенный в воде газ представлен преимущественно метаном. Температура подземных вод увеличивается с погружением комплекса от 3–6 до 56 °С.

## **Протерозойско-палеозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости (PR-PZ)**

Подземные воды приурочены к породам зоны экзогенной трещиноватости протерозойского и палеозойского возраста. Глубина залегания водоносной зоны – от первых метров до 200 м, в зонах переуглублений (разломов) достигает 4700 м. Породы представлены аргиллитами, песчаниками, конгломератами, сланцами, базальтами.

Гидрогеологические условия изучены слабо. Воды напорные, сведений об установившемся уровне нет, водопритоки незначительные: дебиты не превышают 0,06 дм<sup>3</sup>/с. Химический состав хлоридный натриевый. Величина минерализации достигает 19,7 г/дм<sup>3</sup>. Практического значения водоносная зона не имеет.

## **Большеуральский сложный бассейн корово-блоковых (пластово-блоковых и пластовых) вод (XI-2)**

В структурно-гидрогеологическом аспекте это фрагмент территории полностью принадлежит к Полярно-Уральскому бассейну подмерзлотных жильно-блоковых вод (XI-2Г). Районирование территории проведено с учетом модулей подземного стока и представлено следующими районами: XI-2Г-б, XI-2Г-г, XI-2Г-д, XI-2Г-е.

Учитывая недостаточность изученности бассейна, в настоящее время не представляется возможным выделить отдельные гидрогеологические

подразделения, поэтому водоносные комплексы устанавливаются до некоторой степени условно. Авторы предлагают для отражения особенностей гидрогеологического разреза следующую стратификацию.

*Четвертичный аллювиальный водоносный горизонт (аQ)* приурочен к долинам водотоков разного порядка, где он представлен аллювиальными галечниками, валунниками, песками и глинами. Обычная мощность его – от 1–3 до 10–15 м, реже – до 50 м. Удельные дебиты скважин – около 1 дм<sup>3</sup>/с, но нередко и 3–4 дм<sup>3</sup>/с, причем наибольшая водообильность часто отмечается в истоках рек, где водовмещающие породы более грубозернистые. Так, коэффициенты фильтрации аллювия в среднем течении р. Сось при водосборной площади 1240 км<sup>2</sup> составляют 15–20 м/сут [330], а в верховье р. Малая Хуута при водосборе всего 87 км<sup>2</sup> достигают 90–130 м/сут [375]. Водопроницаемость пород различная: от 1 до 300 м<sup>2</sup>/сут и более. Для водоносного горизонта характерно наличие источников в русле – в виде бьющих со дна грифонов – и на пойме. Дебиты источников в летнюю межень колеблются от 0,29 до 80,0 дм<sup>3</sup>/с, температура воды – от 1,5 до 4,5 °С. Воды безнапорные или с незначительным напором. Залегают неглубоко от дневной поверхности. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, сезонных потерь речного стока и разгрузки глубинных жильных вод.

### **Протерозойско-палеозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости (PR–PZ)**

Распространена по всей площади выделенного бассейна, перекрыта маломощным чехлом покровных (элювиальные, делювиальные, коллювиальные, флювиогляциальные и др., со схемы сняты) четвертичных отложений. Водовмещающие породы различного состава – интрузивные, метаморфические, вулканогенно-терригенные, осадочно-вулканогенные, пористость которых в среднем составляет 2%. Тип скоплений – локально и регионально-трещинный и трещинно-жильный. Характеризуется прерывистым распространением ММП, кроме того прослеживается высотная геокриологическая поясность. Температура пород на подошве слоя ее годовых колебаний (до 20–30 м) достигает минус 0,5 °С. В горах температура пород снижается до минус 2–4°. Подземные воды зоны надмерзлотные, подмерзлотные и таликовые. Изученность слабая. Расходы источников – от 0,01 до 20 дм<sup>3</sup>/с, в основном 0,01–2 дм<sup>3</sup>/с, водопритоки в шурфы – до 3,3 дм<sup>3</sup>/с, расчетный шахтный водоприток по Саурейскому месторождению свинца и цинка составил 83 дм<sup>3</sup>/с, по Харбейскому руднику – от 16,7 до 30,6 дм<sup>3</sup>/с. В Щучьинском синклинии скважины фонтанировали с дебитом 0,1–0,2 дм<sup>3</sup>/с с глубины 300–320 м [375].

Основные ресурсы подземных вод связаны с закарстованными карбонатными породами ордовика и девона и зонами тектонического дробления, особенно там, где разломы пересекают закарстованные известняки и контакты с интрузивными телами, которые характеризуются весьма значительной водообильностью. Источники подземных вод в летний период имеют дебиты 10–20 дм<sup>3</sup>/с, сохраняя и зимой достаточно высокие расходы:

в 3–12 дм<sup>3</sup>/с. Минерализация вод 0,2–0,3 г/дм<sup>3</sup>; состав гидрокарбонатный магниевый-кальциевый.

Зона выветривания интрузивных пород (гранитов, габброидов, гипербазитов и др.) обычно слабоводоносна, дебиты скважин – до нескольких десятых долей литра в секунду. Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, магниевый, реже натриевый, минерализация – до 0,2 г/дм<sup>3</sup>. Трещинные воды палеозойских интрузий имеют смешанный состав и минерализацию от 0,008 до 1 г/дм<sup>3</sup>.

Питание вод смешанное: за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод рек и ручьев, которые на большей части своей протяженности теряют значительную часть стока, пополняя подземные воды. Разгрузка подземных вод в виде субаквальных родников происходит через подрусловые и тектоническо-подрусловые талики в долины рек и далее в сторону артезианского бассейна. За счет субаквальных родников реки на отдельных участках имеют зимой постоянный сток, на реках образуются полыньи, формируются крупные наледи.

---

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория в целом обладает стабильной эколого-геологической обстановкой, которая зависит от множества факторов, из них определяющими являются географическое положение, состояние геологической среды, ландшафтно-климатические условия, специфика и интенсивность техногенного воздействия. Важнейшим объектом эколого-геологических исследований является морфолитосистема, выступающая не только как компонента экосистем в природно-техногенных условиях, но и как среда обитания человека и всего живого. Геологическая среда реагирует на изменение экологической обстановки, в первую очередь являясь субстратом, в котором аккумулируются загрязняющие вещества.

Территория листа располагается в пределах восточного склона Полярного Урала и Западно-Сибирской равнины и характеризуется низкогорным, среднегорным, холмисто-увалистым и равнинным рельефом. Для нее характерно развитие ММП сплошного, прерывистого и островного распространения (рис. 9). Их влияние осложняет геолого-экологическую обстановку территории.

Эколого-геологическая схема составлена по материалам геологических съемок и эколого-геологического картирования масштаба 1:1 000 000 [365]. Районирование территории проведено по эколого-геологическим условиям на основании выявления направленности геологических процессов перераспределения вещества. Выделено шесть областей, исходя из оценки устойчивости природно-территориальных комплексов (ПТК) по геодиническим и геохимическим показателям с учетом характера вовлекаемых в процессы пород, и область техногенной аккумуляции.

*Среднегорная и низкогорная область преобладания процессов денудации* вещества на малоомощных рыхлых отложениях относится к восточному склону Уральского горного сооружения, имеет наиболее высокие гипсометрические отметки (до 1333 м, гора Ханмей). Она находится под влиянием процессов выноса вещества, представленного элювием, делювием, коллювием и др. Мощность рыхлых отложений (щебень, дресва, глыбы) – от 0,5–1 до 2–4 м. Контрастное геоморфологическое строение и высотная поясность климата района обусловили пестроту почвенного и растительного покрова, вертикальную (высотную) поясность ландшафтных подразделений, несколько сnivelированных современным арктическим климатом. Растительный покров зональный, разреженный или фрагментарный. В гольцовом поясе развиты щебенчатые почвы, в горно-тундро-

вом – оподзоленные, горно-болотные, слабо дифференцированные, торфяно-глеевые. Область расчленена сетью узких глубокооврезанных речных долин с V-образным профилем. Ведущими в рельефообразовании являются гравитационные и криогенные процессы, которые привели к формированию многочисленных курумов, осыпей, шлейфов осыпного и обвального типов, криогенного пучения, термокарста и морозобойного растрескивания. Пораженность ландшафта склоновыми процессами составляет около 50%. На крутых склонах, где в приводораздельных частях эрозионных борозд и истоках мелких горных водотоков происходит наибольшее снегонакопление, возникает опасность схода лавин. В периоды интенсивного снеготаяния и ливневых дождей сход лавин происходит с захватом каменного материала и выносом водно-снежно-каменных масс – селей в долины рек и межгорные впадины. Такие участки являются потенциально лавинно-селеопасными.

Область относится к территории со слабонарушенными естественными ландшафтами, техногенное воздействие на которые незначительно и связано с проведением эпизодических поисковых и разведочных работ.

Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая.

*Область равнины с преобладанием процессов денудации* относится к естественному ландшафту зоны предгорий (педимента). Имеет абс. отм. до 250 м и находится под влиянием процессов выноса вещества, как в геохимическом (вымывание и активная миграция химических веществ), так и в экзодинамическом (снос материала поверхностным водным стоком и под влиянием гравитационных процессов) отношениях. Склоны, несмотря на малую крутизну, осложнены многочисленными эрозионными бороздами, рытвинами и долинами водотоков различного порядка. Пораженность ландшафта склоновыми процессами составляет 30–40%. Почвы горно-тундровые оподзоленные и глеевые, болотные. Растительность травянисто-кустарниковая, мхи, лишайники. Поверхностные образования представлены дресвяно-щебнистым, супесчаным и суглинистым, реже глыбовым материалом. Для области характерны процессы солифлюкции, развитые на склонах и уступах, сложенных преимущественно диамиктонами со значительной долей мелкозернистой фракции. Факторами, обуславливающими активное развитие процесса, являются наличие рыхлых обводненных отложений и ММП. С мерзлотой также связаны криогенное пучение, термокарст (термокарстовые западины), морозобойное растрескивание, образование наледей.

Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя.

*К области развития процессов денудации и транспортировки* вещества относится территория, на которой эти процессы играют примерно равную роль. Данная область занимает промежуточное положение между денудационными и аккумуляционно-транспортными областями и приурочена к границе между горной и равнинной частями территории. В целом область денудации и транспортировки автогидроморфна и характеризуется зональным биогеоценозом, но транспортировка вещества из денудационных областей оказывает воздействие прежде всего на геохимический и в незначительной степени на экзогеодинамический облик ПТК. Ландшафт характеризуется прерывистым и сплошным распространением ММП.

Для него характерны процессы термокарста, морозобойного растрескивания, криогенного пучения.

Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя.

*Область преобладания процессов аккумуляции и денудации* вещества наиболее широко распространена на территории. Она представляет собой относительно слабо расчлененные холмисто-волнистые равнины, характеризующиеся авто- и гидроморфизмом, уникальной геохимической и экзодинамической обстановкой, выраженной в перераспределении вещества без значительного выноса его за пределы ПТК. Литологический состав преимущественно супесчано-суглинистый (супеси, суглинки, глины с включениями гальки, валунов и пески). Распространены комплексы зональных и азональных биогеоценозов с преобладанием первых. В целом для области с наличием процесса денудации вещества характерна деградация болотных массивов. Западная часть характеризуется развитой овражно-балочной сетью, приуроченной к периферийным областям, замещением осушаемых болотных ландшафтов лесными, что связано с изменением гидрологического режима приповерхностных толщ вследствие неотектонической тенденции этих районов к поднятию. На территории развиты процессы криогенного пучения, термокарст. В целом природный комплекс среднеустойчив к внешним воздействиям.

*Область преобладания процессов аккумуляции вещества* представляет собой плоско-волнистые равнины и бессточные или с незначительным стоком площади, гидроморфные, слабо пересеченные. Преобладают экстразональные и интразональные биогеоценозы (зональные составляют незначительную часть) и экзогенные процессы не гравитационного характера – криогенное пучение, морозобойное растрескивание. Для территории характерно заболачивание речных террас и участков озерно-аллювиальных и аллювиально-морских равнин, расположенных на междуречьях. Происходит разрастание болотных массивов, что влияет на сток рек и общий гидрологический режим территории. Значительно влияние болотных массивов и на геохимическую обстановку, для которой характерна насыщенность основаниями, активно мигрирующими в кислой и слабокислой среде. Реакция болотных вод кислая (рН 3,5–4,5), в свою очередь болота «подкисляют» почвенные растворы, что создает положительную миграционную среду для соединений Cu, Zn, Fe, Pb, Cd, Cr, Al, Hg, снижается миграция Si, Mo, Ce, Se, Be, Zr. Указанные процессы оказывают влияние и на состав подземных вод территории. В ряде случаев содержание в водах железа, марганца и кремния, а также показатели цветности и мутности не отвечают требованиям ГОСТ. Торфяная толща играет также положительную роль, являясь сорбентом многих сложных соединений – таких, как углеводороды. Для данного региона эта особенность торфов является важной. В случае разлива нефти на болотах нефть и продукты ее распада практически не попадают в поверхностные и подземные воды. Обратной стороной этого свойства торфяных болот является очень медленное естественное разложение (окисление) углеводородов, чему способствует анаэробная среда и кислая реакция болотных вод.

Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя.

*Область преобладания процессов транспортировки вещества* занимает, как правило, наиболее низкие гипсометрические уровни и приурочена преимущественно к речной сети. По ним осуществляется перенос основной массы материала от областей денудации к областям аккумуляции вещества. На равнинной части территории избыточное увлажнение и выровненный характер территории обуславливают плотную речную сеть, а рыхлые, легко размываемые отложения – речную эрозию; преобладает боковая эрозия, наибольшему размыву подвергаются берега пойм и низких надпойменных террас. На территории доминируют зональные биогеоценозы. Для горных районов и предгорий с холмисто-увалистым рельефом характерна глубинная эрозия. Максимум ее деятельности приходится на весеннее половодье. Среди биогеоценозов доминируют интразональные. Крупнейшая область транспортировки на территории – реки Обь (Обская Губа) и Полуй; являясь трансконтинентальными долинами, они могут оказать значительное влияние на экологическую обстановку территории.

Для области развития процессов транспортировки вещества характерна высокая активность экзодинамических процессов. Неблагоприятные геологические процессы проявляются редко в виде бугров пучения и термокарста. Геохимическая обстановка находится под значительным влиянием транспортируемого вещества и характеризуется водной миграцией взвешенных и растворенных веществ с преобладанием гидрофобных соединений. Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя.

*Область техногенной аккумуляции.* Негативные изменения природных условий района определяются антропогенным вмешательством человека. Большое влияние в этом отношении оказывает площадное воздействие селитебных участков, включающих города, поселки, компрессорные (нефтеперекачивающие) станции и сопутствующие им инфраструктуры, создающие зоны вторичного антропогенного влияния в радиусе до 2–5 км. Вблизи городов и поселков значительно усиливается роль источников физического и химического воздействия агентов влияния. Каждое из этих направлений влечет за собой различную степень механических нарушений, электромагнитное и тепловое влияния, повышение концентраций химических элементов. Кроме того, на северо-западе территории в последние годы усилилась техногенная нагрузка, связанная с добычей золота и строительных материалов. Активно ведется разработка открытым способом месторождений золото-скарнового (Новогоднее-Монто) и щебня (Новогоднее), расположенных вблизи железнодорожной ветки Обская–Бованенково. В соответствии с розой ветров, пылевому загрязнению подвергаются площади, расположенные прежде всего к востоку и югу от разрабатываемых объектов. Следствиями пылевого загрязнения являются угнетенный рост флоры, изменение состава поверхностных и, отчасти, подземных вод, атмосферного воздуха, способствующие сильным и необратимым изменениям окружающей среды.

Нефтегазопромышленный комплекс, сформированный в юго-восточной части территории, характеризуется сочетанием площадных и линейных экологических нарушений. К площадным нарушениям первого типа можно отнести участки непосредственного влияния техногенных объектов: кусты

скважин, буровые площадки, промышленные площадки, нефтесборные коллекторы, насосные станции, шламовые амбары, карьеры, котлованы и т. д. Они характеризуются практически полным уничтожением растительного покрова и почвенного горизонта, выемкой или насыпанием грунта, нарушением геохимической обстановки и перераспределением грунтовых вод: подъем или опускание уровня грунтовых вод и соответственно заболачивание или осушение территории. К площадным нарушениям второго типа можно отнести участки косвенного или нетипичного влияния технических систем в результате их аварийного функционирования – таких, как разливы нефти, конденсата, бурового раствора, химических соединений, применяемых в подготовке нефти и газа. Такие локальные нарушения характеризуются изменением геохимической обстановки, физических свойств почвогрунтов, деградацией растительного покрова, снижением природной и хозяйственной ценности ландшафта. Нарушение природной обстановки линейного характера сопровождают эксплуатацию магистральных трубопроводов, автомобильных и железных дорог. Вдоль линейных транспортно-коммуникационных систем наиболее интенсивно проявляется механическое нарушение почвенного слоя. При сооружении магистральных трубопроводов на каждые 100 км трассы разрушается (в среднем) 500 га земельных угодий, при прокладке дорог – не менее 250 га и под карьеры – не менее 100 га. Во многих местах в результате теплового влияния трубопроводов, а также действия поверхностных вод вдоль труб наблюдаются полосы деградации многолетней мерзлоты с образованием воронок проседания, заполненных водой. Геодинамическая устойчивость ландшафтных подразделений (по степени механического нарушения ландшафтов) оценивается как низкая и средняя.

На территории листа, как сказано выше, развиты различные экзогенные геологические процессы, пораженность ими оценивается от низкой (менее 5 %) до высокой (более 25 %). Все экзогенные процессы носят природный характер. Вместе с тем вмешательство человека в естественную среду значительно активизирует их. Техногенной деятельности обязаны уничтожение или сокращение лесов, изменение режима грунтовых и поверхностных вод, создание искусственных насыпей и промоин, подтопление поверхностей, повышение нагрузки на грунты или, наоборот, их временная или длительная разгрузка в результате проведения инженерно-строительных работ. Освоение территории сопровождается сведением растительного и почвенного покровов и резко снижает эрозионную устойчивость пород и способствует интенсификации эрозионных процессов, которые особенно резко проявляются при линейном строительстве (магистральные нефтегазопроводы). Даже на пологих склонах трубопроводы зачастую оказываются висящими над глубокими промоинами, образовавшимися весной или после затяжных дождей.

На Схеме геохимической и геодинамической устойчивости территории масштаба 1:5 000 000 показана устойчивость к внешнему воздействию по сочетанию геохимических и геодинамических факторов природного воздействия на отдельные площади. Геохимическая и геодинамическая устойчивость оценивалась исходя из рельефа территории и состава рельефо-

образующих отложений. Наиболее устойчивыми во всех отношениях, по сопоставлению с изданными соседними листами – Р-41 и Р-42, являются речные долины и террасы, а также заболоченные низменности. Обширные плоские водоразделы занимают промежуточное положение. Наименее устойчивыми признаны валообразные формы гляциомеланжа, что связано с их чешуйчатой внутренней структурой.

Для оценки геохимической устойчивости ландшафтов изучены почвы разных геоморфологических уровней. Для почв аккумулятивной равнины глинистого состава почвообразующих пород дернообразовательный процесс обуславливает общий низкий самоочистительный потенциал территории. Низкую способность к химическому самоочищению имеют также болота и луга, обладающие застойным режимом увлажнения. Средней способностью к химическому самоочищению обладают лиственные леса и луга. Из ландшафтных элементов самой высокой самоочистительной способностью обладают леса, расположенные, как правило, в пределах дренируемых участков надпойменных террас и эрозионно-делювиальных склонов. Содержание химических элементов в почвообразующих породах в основном не превышает фоновых концентраций. На территории с рыхлым песчано-глинистым субстратом выявлены участки с аномальным содержанием химических элементов, концентрация которых изменяется от 8 до 16 ПДК. По опасности они относятся к классам: высокоопасных (Zn, Pb); умеренноопасных (Mo, Cu, Cr, Ni, Co, фенолы, нефтепродукты) и малоопасных (Mn, Sr) химических веществ. Анализ геохимических аномалий загрязняющих веществ показывает, что практически все они приурочены к области техногенной аккумуляции.

Природными источниками загрязнения геологической среды на Урале являются проявления рудных полезных ископаемых, связанные с осадочно-вулканогенным комплексом палеозойских и протерозойских отложений. Масштаб проявлений непромышленный; многочисленные места их обнаружения относятся в основном к пунктам минерализации, отдельные – к мелким месторождениям. Проявления полезных ископаемых выделяются по геохимическим аномалиям, элементный состав которых отвечает основным типам оруденения: железо-медно-скарновому, редкометалльному грейзеново-альбититовому, хромитовому, молибденовому грейзеновому. Слабо развитый прерывистый почвенный покров с низкими содержаниями гумуса, малый объем фитомассы, низкий потенциал загрязнения атмосферы, избыточная влажность позволяют считать природнозагрязненные ландшафты геохимически высокоустойчивыми.

Вода рассматривается как важнейший компонент природной среды в системе управления качеством жизни человека. Загрязняющие вещества из почв попадают в поверхностные и подземные воды. По данным Тюменского Госкомэкологии, большая часть населения области обеспечивается водой из поверхностных водоемов без всякой очистки. Опасность связана с наличием в них токсических веществ, но, в большей мере, – с образованием продуктов трансформации последних. Использование этих источников допустимо только после серьезной предварительной подготовки. Наибольший уровень загрязнения характерен для Оби. Основными

загрязняющими компонентами являются нефтепродукты (более 8 ПДК), фенолы (8–16 ПДК), фосфаты (до 8 ПДК), медь (8–16 ПДК), железо (до 16 ПДК), аммоний (до 8 ПДК). Уровень загрязнения поверхностных вод с каждым годом увеличивается. Основным направлением в решении проблемы обеспечения населения качественной питьевой водой должно стать использование подземных вод. В целом для подземных вод повсеместно характерно повышенное содержание природного происхождения железа и марганца. Подземные воды мезозойских водоносных подразделений при наличии ММП большой мощности защищены или относительно защищены от загрязнения. Грунтовые воды четвертичных и дочетвертичных водоносных подразделений в предгорной части площади и в долинах рек, где мерзлые породы имеют прерывистое распространение, не имеют естественной защиты от загрязнения, что необходимо учитывать в случае их использования.

Эколого-геологическая обстановка территории оценена по следующим градациям:

– благоприятная – площади, не имеющие широкого развития естественных опасных экзогеодинамических процессов, опасных естественных геохимических аномалий, не подвергавшиеся значительному антропогенному воздействию и влиянию; охватывают наибольшую часть территории, протягиваясь в виде полосы с юго-запада на северо-восток;

– удовлетворительная – площади с развитием опасных экзогеодинамических процессов, высоким потенциалом развития вторичных экзогенных процессов, не подвергавшиеся значительному антропогенному воздействию и влиянию; распространены на северо-западе и в центральной части территории;

– напряженная – площади со средним или высоким потенциалом экзогеодинамических опасностей и широко распространенными антропогенными воздействиями механического и химического характера низкой и средней интенсивности, с низкой или средней плотностью антропогенных объектов, где нарушены или трансформированы естественные биогеоценозы и в слабой степени затронута геологическая среда; распространены в северо-западной и центральной частях территории, а также вдоль железнодорожных транспортных магистралей;

– кризисная – площади со средним или высоким потенциалом экзогеодинамических опасностей, где широко распространены антропогенные воздействия механического и химического характера средней и высокой интенсивности, со средней и высокой плотностью антропогенных объектов, значительно нарушены или трансформированы естественные биогеоценозы и в значительной степени затронута геологическая среда; распространены в юго-восточной части территории в пределах эксплуатируемых месторождений углеводородов и вдоль магистральных нефтегазопроводов Уренгой–Урал.

Комплексный анализ состояния природно-территориального комплекса и техногенных изменений позволяет сделать вывод о том, что экологическая ситуация на площади листа (по степени остроты) характеризуется от благоприятной до напряженной. Обстановка вдоль магистралей

трубопроводов считается кризисной (условно опасной) из-за возможных аварий с тяжелыми последствиями. Неограниченное воздействие человеческого фактора – без выполнения полного комплекса природоохранных мероприятий, рекультивации земель и строгого контроля за их проведением – может привести с течением времени к весьма серьезным, вплоть до необратимых, изменениям среды обитания.

К зонам особого природопользования относятся заповедники, заказники, где промышленная деятельность ограничена законодательством. Все охраняемые зоны расположены в благоприятной и удовлетворительной эколого-геологической обстановке.

---

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге проведенных работ составлен комплект Госгеолкарты-1000 (третье издание) на площадь листа Q-42 («Салехард»), включающий: геологическую карту доплиоценовых образований, карту полезных ископаемых, карту закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карту доюрских образований, геологическую карту юрских образований, залегающих на фундаменте, карту плиоцен-четвертичных образований, карту прогноза на нефть и газ с легендами и схемами в зарамочном оформлении, объяснительную записку с текстовыми приложениями, а также сопровождающую базу данных. Комплект карт составлен на основе обобщения материалов, включающих результаты среднемасштабных и крупномасштабных геологических съемок, тематических исследований, данных геофизических, поисковых и поисково-оценочных работ на все виды полезных ископаемых, с использованием результатов собственных полевых исследований.

Геологическая карта доплиоценовых образований отражает современные представления о геологическом строении изученной территории. Геохронологические исследования, проводимые U-Pb метод (SHRIMP-II) магматических и метаморфических образований Полярного Урала, позволили уточнить вендско-раннекембрийский возраст сядатаяхинского гранитового комплекса и установить поздневендско-кембрийский возраст евьюганского метагранитового комплекса, ранее датируемого ранним протерозоем. Обоснован тектонический характер соотношения сланцевых толщ среднего рифея–венда и позднерифейско-вендских гнейсово-амфиболитовых образований, ранее относимых к раннему протерозою. Геохронологические датировки, в совокупности со структурно-вещественными наблюдениями, свидетельствуют о тектоническом характере контакта между этими метаморфическими образованиями и о вероятном позднерифейско-ранневендском возрасте гнейсово-амфиболитового структурно-вещественного комплекса, залегающего в аллохтоне. Полученные датировки магматических и метаморфических образований позволили уточнить последовательность эндогенных процессов. Для наиболее полного представления о строении разреза мезозойско-кайнозойских образований построены структурные карты по отражающим сейсмическим горизонтам T, T<sub>3</sub>, Б, М, М<sup>1</sup>, Г. Уточнен возраст, тектоническая позиция, границы и площади развития стратифицированных юрских, меловых и кайнозойских образований.

На карте полезных ископаемых показано 425 объекта (месторождения, рудопроявления, пункты минерализации). Проведена их типизация по

рудноформационной и генетической принадлежности. Среди них установлены следующие важные в промышленном отношении рудные формации: медно-железородная скарновая (золотосодержащая); редкометалльно-редкоземельная апогранитовая и щелочных метасоматитов; вольфрам-молибденовая грейзеновая; золоторудная скарновая; золото-сульфидно-кварцевая. Показаны локальные и региональные минерагенические таксоны, отражающие современное минерагеническое районирование.

На карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых показаны закономерности размещения железорудной, хромитовой, редкометалльно-редкоземельной, вольфрам-молибденовой, бокситовой, золоторудной минерализации. Определены рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки; на основании этого уточнены границы рудных узлов (зон) и районов, в том числе потенциальных. Выделен впервые минерагенический таксон в ранге потенциального Сандибей-Лонготского золотороссыпного узла. Выполнена современная оценка прогнозных ресурсов территории, в том числе и на вновь выявленных перспективных площадях;

На карте доюрских образований (фундамента) отражены новые геологические данные, полученные в результате глубинного бурения Янгиюганской и Ярудейской параметрических скважин, а также геофизические материалы по Полярно-Уральскому трансекту и актуализированной геофизической основе листа Q-42, геологическая интерпретация которых позволила еще больше приблизиться к расшифровке строения фундамента Западно-Сибирской платформы, являющегося здесь продолжением складчатых структур Урала. По данным актуализированных геофизических материалов, Щучинская синклиновая структура рассматривается как псевдокольцевая, с резким изменением простирания с северного на восточное, отражающая замыкание Тагило-Магнитогорской мегазоны и всего Восточного Урала в зоне сложного сочленения со структурами Центрально-Западносибирской складчатой системы.

Карта плиоцен-четвертичных образований является сводным картографическим обобщением изданных и других карт масштаба 1:200 000 и более мелкого масштаба, составленных при тематических работах. На карте плиоцен-четвертичных образований уточнены границы распространения и генезис стратиграфических подразделений, соотношения всех выделенных стратиграфических подразделений друг с другом и с рельефом, проведена увязка мощностей плиоцен-четвертичных образований. Карта дополнена сведениями о полезных ископаемых и их прогнозной составляющей.

На карте юрских образований, залегающих на фундаменте, показаны площади развития нижнеюрских, среднеюрских и верхнеюрских отложений, а также линии их выклинивания, уточненные современными данными сейсмических работ по основным сейсмическим поверхностям ( $T_3$  – нижняя юра,  $T$  – кровля средней юры,  $B$  – верхняя юра–нижний мел). В основу построения карты положен региональный отражающий сейсмический горизонт  $A$ , построенный по данным сейсморазведочных работ с увязкой по 189 скважинам.

На карте прогноза на нефть и газ отражены закономерности размещения углеводородного сырья. С учетом удельных плотностей перспективных

и прогнозных ресурсов уточнены границы по четырем нефтегазоносным областям и семи нефтегазоносным районам. Выделено 262 перспективных объекта на обнаружение месторождений углеводородов в составе нижнеюрского, среднеюрского, верхнеюрского, неокомского и апт-альб-сеноманского (нижний мел) нефтегазоносных комплексов, которые локализованы в 66 перспективных площадях. Прогнозные ресурсы углеводородов (категория D<sub>1п</sub>) на 1.01.2013 г. составляют 452,342 млн т.

Несмотря на достаточно высокую изученность, некоторые стороны геологического строения и минерагении региона требуют дальнейшего изучения. Основными из них являются:

- изучение дислокационного метаморфизма, широко проявленного в складчатых структурах Полярного Урала, выявления его петрогенетического и рудогенерирующего значения в формировании структурно-вещественных комплексов и рудных концентраций;

- более полное стратиграфическое, палеонтологическое и изотопно-геохронологическое обоснование возраста протерозойских и раннепалеозойских образований горного Урала, мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской платформы с целью совершенствования схем региональной и межрегиональной корреляции, детализации и унификации структурно-фациального районирования;

- уточнение вещественного состава и времени формирования основных и ультраосновных магматических комплексов (васькеуского метагаббро-долеритового, сыумкеуского дунит-гарцбургитового, слюдяногорского ультрамафит-метагаббрового, ампельшорского ультрамафитового, малохадатинского дунит-верлит-клинопироксенитового) путем проведения современных геохронологических исследований;

- приведение в соответствии с требованиями Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения), петрографического и стратиграфического кодексов, серийных Легенд Западно-Сибирской-1000 и Полярно-Уральской-200, с внесением в них главными редакторами всех дополнений и изменений за последние годы, по материалам изданных государственных карт. Состояние Западно-Сибирской серийной Легенды к моменту издания настоящего комплекта карт не вполне соответствовало выше названным требованиям, что привело к взаимному непониманию главных редакторов легенд и авторов комплекта;

- уточнение возраста магматических и метаморфических образований фундамента Западно-Сибирской платформы с целью проведения их межрегиональной корреляции и выяснения закономерностей геологического развития региона;

- установление возраста тантал-ниобиевой минерализации и исследование изотопного состава руд с целью уточнения генезиса месторождений, разработки на этой основе критериев прогнозирования и возможностей оценки их ресурсного потенциала.

Главной задачей при дальнейшем проведении на территории листа Q-42–Салехард средне- и крупномасштабных геологосъемочных и гео-

логоразведочных работ является расшифровка тектонической структуры Полярного Урала, уточнение возраста стратиграфических и инъективных подразделений протерозоя и раннего палеозоя, путем специализированных палеонтологических и изотопно-геохронологических исследований. Для уточнения радиологического возраста метаморфических, интрузивных и вулканических пород необходимо широко применять современные изотопные методы. С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поиски новых железорудных, редкоземельно-редкометалльных, молибденовых, золотых и урановых рудных объектов с применением новейших геофизических методов. Рекомендуется проведение поисково-оценочных работ второй очереди на Сандибейско-Лонготском золотороссыпном узле.

---

---

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

1. *Андреичев В. Л.* Эклогиты Марункеу-докембрий или палеозой // Вестник ин-та геологии Республики Коми, 2003, № 8. С. 2–5.
2. *Андреичев В. Л.* K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопно-геохронологические системы в эклогитах марункеуского блока (Полярный Урал). Отчетная серия, 2003, вып. 1. Сыктывкар. 26 с.
3. *Андреичев В. Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Отчетная серия. – Сыктывкар: Геопринт, 2004, вып. 1. 43 с.
4. *Андреичев В. Л., Ларионов А. Н., Литвиненко А. Ф.* Новые Rb-Sr и U-Pb данные о возрасте гранитоидов сядатаяхинской интрузии (Полярный Урал) // Литосфера, 2007, № 1. С. 147–154.
5. *Андреичев В. Л., Ларионов А. Н.* О возрасте малькского комплекса на Полярном Урале // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна и их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. – Тюмень–Новосибирск, 2008. С. 8–10.
6. *Андреичев В. Л., Ларионов А. Н.* Rb-Sr и U-Pb данные о возрасте гранитоидного магматизма Щучинской островодужной системы Полярного Урала // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. – Тюмень–Новосибирск, 2008.
7. *Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. К.* Генетические типы редкометалльных гранитоидов Полярного Урала // Тр. ВИМС, 1967, вып. 16. 199 с.
8. *Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири / Ред. В. Н. Сакс. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1971. 331 с.
9. *Архипов С. А., Вотах М. Р.* и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. – Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
10. *Архипов С. А., Астахов В. И.* и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.
11. *Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного района. – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1987. 52 с.
12. *Архипов С. А., Левчук Л. К., Шелкопяс В. Н.* Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско-Ямальско-Газовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика. – Новосибирск, 1994, № 6. С. 87–116.
13. *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.
14. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й. Й.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения, 2007, № 30–31.
15. *Афонькин М. М., Голубева И. И.* Амфиболиты париквасьшорской свиты (харбейский комплекс) как индикатор наличия докембрийской островной дуги на Полярном Урале // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана / Тр. ИГК УрО РАН, 2006. Вып. 120. С. 22–38.

16. Бевз Е. И. Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала // Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя / Тр. Ин-та Коми филиала АН СССР. – Сыктывкар, 1976. Вып. 22. С. 42–57.
17. Берлянд Н. Г. Глубинное строение литосферы Урала. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
18. Биостратиграфическая характеристика юрских и меловых отложений Западной Сибири // Сб. науч. тр. ЗапСибНИГНИ, 1977. Вып. 11. С. 17–27.
19. Болотов С. Н., Каменских А. П. Минерально-сырьевые ресурсы и динамика развития стройиндустрии Тюменской области. – Тюмень, 2001.
20. Бочкарев В. С., Брехунцов А. М., Сергеев С. А. и др. Первые U-Pb датировки по цирконам докембрийских гранитогнейсов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости, 2013, № 4. С. 14–31.
21. Булыникова А. А. Стратиграфия юрских и меловых отложений / Тр. ЗапСибНИГНИ, 1972. Вып. 48. С. 5–19.
22. Бурмако П. Л., Душин В. А., Ронкин Ю. Л., Шишкин М. А. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов Малыкского комплекса на Полярном Урале // Мат-лы Междунар. научн. конф. III Чтения памяти С. Н. Иванова / Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008.
23. Бутин В. В. Геология и условия формирования гнейсо-амфиболитового комплекса южной части Харбейского антиклинория: Автореф. канд. дисс. – Свердловск, 1973.
24. Валинзер П. М., Ленных В. И. Амфиболы голубых сланцев Урала. – М.: Наука, 1988. 203 с.
25. Валинзер П. М., Краснобаев А. А., Руин А. И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2011, т. 441, № 4. С. 510–513.
26. Васильева Н. В., Зарайских Г. П., Удортина О. В. Фенгиты редкометалльных месторождений Полярного и Северного Урала // Минералогия Урала, 2007. Мат-лы V Всероссийского совещания. – Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 148–151.
27. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. – Новосибирск: Наука, 1972. 237 с.
28. Вахрушева Н. В. Распределение редкоземельных элементов в рудовмещающих ультрамафитах хромитоносных массивов Полярного Урала // Мат-лы III Международной конференции: «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Т. 1. – Екатеринбург: Изд. ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 105–107.
29. Верховцев В. А., Душин В. А. О перспективах обнаружения урановых месторождений «типа несогласия» на севере Урала // Известия Уральской Государственной горно-геологической академии // Геология и геофизика, 2000, вып. 10. С. 108–115.
30. Водолаская В. П., Шергина Ю. П., Котов К. Н. Возраст и генезис гранитоидов Полярного Урала // Отечественная геология, 1999, № 5. С. 48–55.
31. Волкова В. С. Стратиграфия четвертичных отложений полуострова Ямал // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия, экология. Тезисы 7 Всесоюз. совещ. – Таллин, 1990. С. 126–127.
32. Волчков А. Г., Гирфанов М. М., Новиков В. П. Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота Полярного Урала (ЯНАО) // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 42–44.
33. Воронов В. Н. Цеолитовые проявления Щучинского проявления (Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2001, № 2(20). С. 149–158.
34. Воронов В. Н., Бабушкин Л. А. Лаборовский рудный узел и его нетрадиционный для Урала комплекс полезных ископаемых // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. – Салехард, 2007. С. 193–198.
35. Воронов В. Н., Бабушкин Л. А. Урановое и ртутно-вольфрамовое оруденение Щучинского района Полярного Урала // Горные ведомости, 2007, № 3 (34). С. 40–48.
36. Воронов В. Н., Бабушкин Л. А. Оценка ресурсного потенциала бурых углей Полярного Урала // Горные ведомости, 2006, № 2. С. 6–15.

37. Воронов В. Н., Коркин В. М. Закономерности эволюции палеозойского геосинклинального вулканизма Щучинского синклинория в связи с вопросами металлогении // Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. Сб. статей. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 57–64.

38. Воронов В. Н., Костюк М. А., Юсупов М. М. Природные сорбенты Полярного Урала – эффективное средство для решения экологических и многих других народно-хозяйственных проблем региона // Полярный Урал – стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень, 2004. С. 175–179.

39. Генералов П. П. Ярусность рельефа междуречий Западной Сибири и некоторые аспекты ее геологического анализа // Мат-лы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1975. Вып. 101. С. 94–129.

40. Генералов П. П. К стратиграфии плиоцена(?) Белогорского материка // Вопросы геологии кайнозоя и инженерной геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1979. Вып. 146. С. 40–83.

41. Генералов П. П. Некоторые особенности новейшей тектоники Западно-Сибирской плиты // Вопросы геологического картирования Западно-Сибирской равнины и Севера Урала / Тр. СибНИГНИ, 1980. Вып. 153. С. 8–22.

42. Генералов П. П. Складчатость нагнетания в приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1981. Вып. 167. С. 36–50.

43. Генералов П. П. Этапы и импульсы неотектогенеза Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1982. Вып. 172. С. 34–49.

44. Генералов П. П. Основные черты строения разреза и палеогеографии неогена и антропогена Западной Сибири // Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири // Сб. науч. тр. ЗапСибНИГНИ / Ред. П. П. Генералов. – Тюмень, 1986. С. 5–22.

45. Генералов П. П. Вторичная тектоника приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Опалиты Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 48–74.

46. Генералов П. П. Плиоцен и эоплейстоцен района Мыс Каменный–Нов. Порт-Ямбург // Геология кайнозоя приарктических районов Западной Сибири и Урала / Тр. ЗапСибНИГНИ, 1996. С. 17–46.

47. Генералов П. П. Неотектоническая расслоенность и вторичные дислокации платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология кайнозоя Приарктических районов Западной Сибири и Урала. Сб. науч. тр. ЗапСибНИГНИ / Ред. П. П. Генералов. – Тюмень, 1996. С. 93–112.

48. Генералов П. П., Черепанов Ю. П., Клинова Э. А. Новые данные по стратиграфии послеолигоценовых отложений Белогорского Приобья // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1975. Вып. 90. С. 171–174.

49. Геологическая карта Урала масштаба 1:500 000 / Под ред. И. Д. Соболева. – М., 1979.

50. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / Ред. О. А. Кондаин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.

51. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. Западная Сибирь / Ред. А. Э. Конторович, В. С. Сурков. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

52. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. ред. А. М. Пыстин. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. 264 с.

53. Голубева И. И. Гранитоиды докембрийского харбейского комплекса (Полярный Урал) // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. – Петрозаводск, 2009. С. 50–53.

54. Голубева И. И., Афонькин М. М. Петрохимические характеристики и условия формирования субстрата докембрийских парасланцев париквасьшорской свиты (Полярный Урал) // Петрология и минералогия Урала и Тимана. Тр. ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН, 2010. Вып. 127, № 6. С. 45–58.

55. Голубева И. И. Первые результаты U-Pb датирования цирконов гейсо-гранитового харбейского комплекса Полярного Урала / ДАН, 2011. Т. 439, № 4. С. 508–513.

56. Горбачев В. И., Грибова И. С., Карасева Т. В. и др. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности доюрских образований по результатам

бурения Ярудейской параметрической скважины // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. – Тюмень–Новосибирск, 2008. С. 64–65.

### **57–70. Государственная геологическая карта СССР и РФ масштаба 1:200 000**

57. Листы Q-41-V, VI (Воркута). Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. Объяснительная записка / М. А. Шишкин, О. Н. Малых, П. Е. Попов и др., 2005.

58. Лист Q-41-XII. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. Объяснительная записка / А. П. Прямоносов, А. Е. Степанов, Т. В. Телегина и др. – СПб., 2001.

59. Листы Q-41-XIX, XX. Изд. 2-е. Объяснительная записка / М. А. Шишкин, О. Н. Малых, Т. А. Афанасьева. – СПб., 2002.

60. Лист Q-41-XXVI. Объяснительная записка / Ред. А. В. Цымбалюк, В. Н. Коркин. – М., 1975. 86 с.

61. Лист Q-41-XXIX. Серия Обско-Пурская. Объяснительная записка / Ред. Ю. Ф. Захаров, К. А. Важенин, А. Ф. Матвеев. – М.: Недра, 1971. 46 с.

62. Лист Q-41-XXXV. Серия Обско-Пурская. Объяснительная записка / Ред. Ю. Ф. Захаров, А. Ф. Матвеев. – М.: Недра, 1969. 36 с.

63. Листы: Q-41-XXIX, XXX, XXXV, XXXVI; Q-42-XXV, XXVI, XXXI, XXXII. Ванзеватская площадь. Западно-Сибирская серия (Тюменско-Салехардская подсерия). Объяснительная записка / А. П. Астапов, Я. Э. Файбусович, 2004.

64. Лист Q-42-I. Серия Северо-Уральская. Объяснительная записка / А. В. Цымбалюк. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1973.

65. Лист Q-42-II. Объяснительная записка / А. В. Цымбалюк. – М.: МинГео, 1984.

66. Лист Q-42-VII. Объяснительная записка / А. В. Цымбалюк. – М., 1976.

67. Лист Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка / В. А. Душин, О. П. Сердюкова и др. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

68. Лист Q-42-VII, VIII (Обской) / В. А. Душин, О. П. Сердюкова и др. Отчет: «Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская / Под ред. А. П. Казака». Объяснительная записка, 2012.

69. Листы R-XXXI–XXXII / В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин и др. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2006. 197 с.

70. Листы Q-43-I, II (Новый порт), Q-43-III-IV (оз. Хантыго), Q-43-V-VI (Находка), R-43-XXXI–XXXII (Мыс Каменный), R-43-XXXIII–XXXIV (мыс Парусный), R-43-XXXV–XXXVI (Ямбург). Изд. 2-е. Серия Западно-Сибирская. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 215 с.

### **71–77. Государственная геологическая карта СССР и РФ, масштаб 1:1 000 000**

71. Лист Q-42 – Салехард. Полезные ископаемые. Объяснительная записка. – М.: Госгеолгиздат, 1959.

72. Лист Q-42, 43 – Салехард (новая серия). Объяснительная записка / Отв. ред. С. Б. Шацкий, А. Е. Бабушкин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 219 с.

73. Лист R-(40)–42 – о. Вайгач–п-ов Ямал (новая серия). Объяснительная записка. – СПб., 2000.

74. Лист Q-41 – Воркута (третье поколение). Уральская серия. Объяснительная записка / М. А. Шишкин, А. П. Астапов, Н. В. Кабатов и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. – 5 с.

75. Лист P-41 – Ивдель (третье поколение). Уральская серия. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. 294 с.

76. Лист P-42 – Ханты-Мансийск (третье поколение). Западно-Сибирская серия. Объяснительная записка / Гл. науч. ред. Е. К. Ковригина. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 343 с.

77. Лист R-41 – Амдерма / М. А. Шишкин, С. И. Шкарубо; Б. Г. Лопатин (третье поколение). Объяснительная записка, 2008.

78. Григорьев В. В., Кузнецов В. И., Рубанов С. П. Месторождение агатов Ягодное. – Салехард–Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 64 с.
79. Грязнов О., Абатурова И. В., Петрова И. Г. Циркон-ильменитовые пески Салехардской площади // Полярный Урал – стратегия развития. С. 141–199.
80. Гудина В. И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. – М.: Наука, 1966. 132 с.
81. Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. – Новосибирск: Наука, 1976. 127 с.
82. Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского между-речья // Тр. СНИИГГиМС, 1959. Вып. 3. 174 с.
83. Гурская Л. И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. – СПб., 2000.
84. Гурская Л. И., Смелова Л. В. Платинометалльное минералообразование и строение массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 2003, Т. 45, № 4. С. 353–371.
85. Гурская Л. И., Смелова Л. В. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. Вып. 16. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
86. Даргевич В. А. Особенности классификации ильменит-цирконовых россыпей // Вопросы мирагений Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1967. С. 5–17.
87. Дворник Г. П. Геологическое строение и условия образования серицит-микрелиновых метасоматитов и риолит-меднопорфирового оруденения Рябинового месторождения // Изв. УГГГА, вып. 15. – Екатеринбург, 2002. С. 104–110.
88. Добрецов Н. Л., Добрецова Л. В. Экологиты и глаукофановые сланцы Урала, Шпицбергена, о. Куба // Экологиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. – Новосибирск: Наука, 1989. С. 107–131.
89. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралитид-тиманид / Н. Б. Кузнецов, А. Л. Соболева, О. В. Удоратина, М. В. Герцева. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
90. Дук Г. Г. Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса (геология, петрология, геодинамика). – СПб., 1995. 271 с.
91. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. – М.: Недра, 1997. 213 с.
92. Душин В. А. Корреляция магматических комплексов мезо-кайнозоя Севера Урала и сопредельных территорий // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Мат-лы XIII геологического съезда РК. т. II. – Сыктывкар, 1999. С. 156–157.
93. Душин В. А. Активизированные шовные зоны – новый перспективный объект благороднометалльной металлогении на Полярном Урале // Региональная геология и металлогения, 2006, № 29. С. 73–87.
94. Душин В. А. Геодинамика, магматизм и минералогия Уральского Севера // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. – Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2007. С. 121–133.
95. Душин В. А., Остроумов В. Р., Малютин А. А., Сердюков О. П. Проблемы и перспективы коренной алмазности Арктического Урала // Металлогения и геодинамика Урала // Тезисы III Всеуральского металлогенического совещания. – Екатеринбург, 2000. С. 112–114.
96. Душин В. А., Бурмако П. Л., Ронкин Ю. Л., Шишкин М. А. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов мальковского комплекса на Полярном Урале // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. – Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН, 2008. С. 27–29.
97. Душин В. А., Малютин А. А., Козьмин В. С. Металлогения золота Полярного Урала // Вестник Санкт-Петербургского Университета, сер. геолог. и географ. 2002, вып. 7, № 2. С. 72–81.
98. Душин В. А., Попов С. Н., Костюк Б. А., Гульбис Н. Я., Королёва Т. Ф. Цветной камень Полярного Урала. – Екатеринбург: Изд-во Полиграфист, 2000. 192 с.

99. *Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф.* Ресурсный потенциал Полярного Урала на промышленные месторождения урана // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. – Салехард, 2007. С. 45–51.
100. *Ехлаков Ю. А., Угрюмов А. Н., Санфиорова С. С.* Материалы о палеозойском фундаменте Ярудейского мегавала // Горные ведомости, 2009, № 11. С. 14–27.
101. *Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф.* и др. Оценка ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана с богатыми комплексными рудами в зонах структурно-стратиграфических несогласий и в других геолого-структурных обстановках.
102. Запасы подземных вод, прошедшие государственную экспертизу по состоянию на 1.01.2012 г. (пополнение за 2011 г.) / Сост. В. К. Кононенко – М., 2012.
103. *Захаров Ю. Ф., Хасанов М. Ф.* Инженерно-геологические условия нефтегазоносных районов Северного Зауралья. – М.: Наука, 1981. 139 с.
104. *Захаров Ю. Ф.* Плейстоцен Северного Зауралья // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. – М.: Недра, 1965. С. 88–99.
105. *Захаров Ю. Ф.* Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. – Новосибирск: Наука, 1970. С. 118–124.
106. *Захаров Ю. Ф.* Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения) // Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1965. С. 118–130.
107. *Захаров Ю. Ф.* Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири // Геология и геофизика, 1968, № 6. С. 148–155.
108. *Золоев К. К., Контарь Е. С., Булыкин Л. Д., Савельева К. П.* Прогнозно-металлогеническая оценка Полярного Урала на черные, цветные и благородные металлы // Полярный Урал – стратегия освоения (Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции). – Тюмень–Салехард, 2004. С. 44–56.
109. *Золоев К. К., Додин Д. А., Коротеев В. А.* Тектоника и металлогения Урала на примере территории проектируемого транспортного коридора «Урал промышленный–Урал Полярный» // Литосфера, 2007, № 1. С. 3–31.
110. *Зубаков В. А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. – Л.: Недра, 1972. 312 с.
111. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Докт. дисс. – Екатеринбург, 1998. 252 с.
112. *Иванов К. С., Волченко Ю. Н., Коротеев В. А.* Платиноносный пояс Урала и его платинометалльные месторождения – результат процесса в зоне перехода океан–островная дуга // Общие региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1, 2008. С. 344–349.
113. *Иванов С. С., Краснобаев А. А., Русин А. И.* Докембрий Урала // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. – Л.: Наука, 1982. С. 81–94.
114. *Ильина В. И.* Палинология юры Сибири. – М.: Наука, 1985. 237 с.
115. *Ильюшенков А. Я.* Ханмей-Харбейский редкометалльный рудный район и перспективы его освоения // Полярный Урал – стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень, 2004. С. 92–100.
116. *Ильюшенков А. Я., Чупруков В. Е., Гора А. Т.* Состояние минерально-сырьевой базы цветных и редких металлов Полярного Урала // Полярный Урал – стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень, 2004. С. 105–119.
117. *Казак А. П.* Глаукофансланцевые формации Севера Урала // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. – Новосибирск, 1982. С. 143–150.
118. *Казак А. П.* Типы метасоматитов докембрийских метаморфических комплексов Урала и эволюция метаморфогенного рудообразования // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. – СПб.: Наука, 1991. С. 64–71.
119. *Казак А. П., Казимирова Л. Х., Литвин П. А.* Глаукофансланцевый пояс Зауралья // Геология метаморфических комплексов. – Свердловск, 1989. С. 45–50.
120. *Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е.* Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1977. Вып. 368.

121. *Каныгин А. В., Сараев С. В.* Палеозой Щучинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 1. С. 59–78.

122. *Карстен Л. А.* и др. Геодинамические условия образования эклогитов Урала и их алмазноносность // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. – Свердловск, 1994. С. 256–257.

123. Карта глубинного строения земной коры Урала (масштаба 1:1 000 000) / Ред Н. Г. Берлянд. Объяснительная записка. – СПб., 1993.

124. Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины масштаба 1:2 500 000. Объяснительная записка / Гл. ред. И. П. Варламов. Тр. СНИИГГиМС, 1969. Вып. 67. 68 с.

125. Карта полезных ископаемых Урала масштаба 1:1 000 000 (металлических, неметаллических, угля и горючих сланцев). Объяснительная записка / Под ред. А. М. Маревичева и И. А. Петровой. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1988. 166 с.

126. Карта типов и фаций метаморфизма Урала масштаба 1:1 000 000. / Гл. ред. Г. А. Кейльман, К. К. Золоев, 1989.

127. К вопросу о геологическом строении осевой зоны Полярного Урала / Г. А. Кейльман, В. В. Бутин, Л. Л. Подсопова и др. / Тр. СГИ. Вып. 91. – Свердловск: СГИ, 1973.

128. *Кенинг В. В., Бординов А. Н., Долгушин С. С., Садур О. Г., Мавричев В. Г., Молодцов И. В.* Скарново-магнетитовое оруденение Щучинской площади // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. – Салехард, 2007. С. 91–93.

129. *Козлова Г. Э.* Распространение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. – М.: Наука, 1983. Вып. 528. С. 47–55.

130. *Кондияйн О. А.* Геологическое строение допалеозойских образований Урала // Геологические карты Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления масштаба 1:25 000 000 в границах бывшего СССР (доэйфельская и домезозойская часть). Объяснительная записка. – СПб., 1992. С. 95–112.

131. *Коновалов А. Л., Доливо-Добровольский Д. В., Мельгунов А. Н., Казак А. П.* Дислокационный метаморфизм протерозойских комплексов Харбейско-Марункеуской структурно-формационной зоны (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения, 2009, № 39. С. 33–45.

132. *Коновалов А. Л., Лохов К. И., Мельгунов А. Н.* и др. Доордовикские гранитоиды и молибденитовые руды Харбея – геология, изотопная геохронология и геохимия (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения, 2011, № 45. С. 12–28.

133. *Контарь Е. С.* Количественная оценка колчеданообразования // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 6. С. 543–555.

134. *Конторович А. Э., Карагодин Ю. Н.* и др. Особенности геологического строения нижне-среднеюрских нефтеносных отложений Красноленинского района (Западная Сибирь) // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. – М.: Наука, 1994. С. 81–95.

135. *Конторович А. Э.* и др. Геология и условия формирования гигантской Таллиннской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 6. С. 5–28.

136. *Коробейников А. Ф.* Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 237 с.

137. *Коробейников А. Ф., Зотов И. А.* Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации. – Томск: ТПУ, 2006. 235 с.

138. *Коробейников А. Ф.* Комплексные месторождения благородных и редких металлов. – Томск: ТПУ, 2006. 307 с.

139. *Костянов А. С.* Модельный Re-Os-возраст платиновых минералов // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, № 6. С. 545–550.

140. *Костюхин М. Н., Ремизов Д. Н.* Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). – СПб.: Наука, 1995. 118 с.

141. *Костырѣва Е. А., Фомин А. Н., Беляев С. Ю., Данилова В. П., Сараев С. В., Хромых В. Г., Фрадкина А. Ф.* Органическая геохимия палеозойских отложений Щучинского выступа Полярного Урала // *Фундамент структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности.* – Тюмень–Новосибирск, 2008. С. 127–130.
142. *Крапивнер Р. Б.* Бескорневые неотектонические структуры. – М.: Недра, 1986. 204 с.
143. *Краснобаев А. А., Беа Ф., Ферштатер Г. Б., Монтера П., Чердниченко Н. В.* Генезис и возраст цирконов из плагиогнейсов Мурзинского метаморфического комплекса // *Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей.* Мат-лы международной научной конференции РАН, Урал. отд. – Екатеринбург, 2004. С. 345–350.
144. *Красный Л. И.* К тектонике и терминологии неординарных структур Восточно-Европейской и Сибирской платформ // *Региональная геология и металлогения,* 2006, № 28. С. 5–12.
145. *Кузин И. Л.* Новейшая тектоника территории Ханты-Мансийского автономного округа. – СПб.: Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 87 с.
146. *Кузнецов Н. Б., Куликова К. В.* Вещественные комплексы и структуры Сыумкеу-Щучинского района Полярного Урала // *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразования.* – Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2007. С. 309–347.
147. *Кузнецов Н. Б., Куликова К. В.* Палеозойские комплексы и структура Сыумкеу-Щучинского района Полярного Урала. Статья 1. Тектоническая структура // *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол.,* 2008, т. 83. Вып. 3. С. 3–12.
148. *Куликова К. В., Варламов Д. А.* Эклогитизация габброидов хребта Марункеу (Полярный Урал) // *Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории земли.* – Петрозаводск, 2011. С. 115–117.
149. *Кутюлин В. А., Прусевич А. А.* Петрологическая интерпретация петрохимических данных для вулканических пород // *Геология и геофизика,* 1986, № 7. С. 99–105.
150. *Лазуков Г. И.* Антропоген северной половины Западной Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1970, 322 с.
151. *Лебедев А. И.* Расчленение и корреляция морских отложений по бухиям // *Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины.* – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 46–57.
152. *Леденцов В. Н., Ремизов Д. Н., Феофилактов Ф. Н.* Петрология габбродолеритов орангьюганско-лемвинского комплекса // *Петрология и минералогия Урала и Тимана (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 120).* – Сыктывкар, 2006. С. 106–115.
153. *Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Певзнер В. С.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности. – Л., 1960. 232 с.
154. *Лидер В. А.* Геология Северососьвинского буроугольного бассейна // *Мат-лы по геологии и полезных ископаемых Урала.* – М.: Недра, 1964. Вып. 11. 143 с.
155. *Лидер В. А.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна Северной Сосьвы // *Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.* – Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 276–284.
156. *Лидер В. А.* Стратиграфия третичных отложений бассейна Северной Сосьвы // *Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.* – Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 289–293.
157. *Любоженко Л. Н.* Результаты микроструктурного изучения пород париквасьшорского блока (Полярный Урал) // *Магматические и метаморфические комплексы севера Урала / Тр. Ин-та геологии Коми,* 1995. Вып. 87. С. 80–86.
158. *Лючкин В. А., Бутаков К. В.* Геологическое строение месторождения Петропавловское. Предварительные результаты оценки и перспективы промышленного освоения // *Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале / Тр. III Полярно-Уральской научно-практ. конф.* – Салехард, 2007. С. 154–156.

159. *Лючкин В. А., Самарина О. В., Мокрый В. Д.* и др. Золотомагнетитовое месторождение Новогоднее-Монто. Результаты разведки и перспективы промышленного освоения // Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота Полярного Урала (ЯНАО). Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 147–153.

160. *Лючкин В. А., Мокрый В. Д., Бутаков К. В.* Тоупогол-Ханмейшорский рудный узел. Перспективы золотонности // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. – Салехард, 2007. С. 141–146.

161. Магматические формации СССР / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Т. 2. – Л.: Недра, 1979. 279 с.

162. Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири // Сб. науч. тр. ЗапСибНИГНИ, 1968. Вып. 7. С. 5–57, 118–122, 129–144, 151–153.

163. Материалы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины // Сб. науч. тр. ЗапСибНИГНИ, 1975. Вып. 101. С. 36–50, 55–72.

164. *Махлаев Л. В.* Гранитоиды Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

165. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др. – М.: Недра, 1986. 149 с.

166. *Мельгунов А. Н., Водолазская В. П., Жданов А. В. и др.* Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

167. *Месежников М. С.* К биостратиграфии верхнеюрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири (баженовская свита и ее аналоги) // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. – М.: Наука, 1983. Вып. 528. С. 32–46.

168. Металлогеническая карта Западно-Сибирской плиты масштаба 1:2 500 000. Объяснительная записка / Ред. В. С. Сурков, Ю. Г. Старицкий. – Л.: ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, 1989. 48 с.

169. Методические рекомендации по составлению прогнозно-минерагенических карт на ильменит-цирконовые россыпи (на примере Сибири) / Сост. В. А. Даргевич, Ю. И. Лоскутов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 88 с.

170. Методические рекомендации по разведке и оценке эксплуатационных запасов подземных вод на территории распространения многолетнемерзлых пород / В. Д. Гродзенский – М.: ВСЕГИНГЕО, 1981.

171. *Мизинов Н. В.* О происхождении мелкой складчатости в палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности. Мат-лы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1967. Вып. 5. С. 96–99.

172. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала / К. К. Золотов, В. Я. Левин, С. И. Мормиль и др. – Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердлов. области, ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.

173. *Мясникова Г. П., Мухер А. Г., Девятов В. П.* Условия седиментации стратиграфических горизонтов юры. Палеогеографические карты // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры. (Пятнадцатая научно-практическая конференция). – Ханты-Мансийск, 2012. С. 77–94.

174. *Наливкин В. Д.* Малоатльмские дислокации на Оби. Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ, 1960. Вып. 158. С. 256–266.

175. *Нежданов А. А., Огибенин В. В.* Материалы к региональной стратиграфической схеме нижней–средней юры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1987. С. 17–27.

176. *Нестеров И. И.* Новый тип коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа, 1979, № 10. С. 26–29.

177. *Нестеров И. И., Ясевич Г. С.* Газовые и газоконденсатные месторождения Берёзовского и смежных районов // Берёзовский газоносный район // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1971. Вып. 40. С. 289–305.

178. *Нестеров И. И.* Оценка перспектив газоносности мезозойских отложений Берёзовского и смежных районов // Берёзовский газоносный район // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1971. Вып. 40. С. 360–382.

179. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Н. А. Флоренсова, И. П. Варламова // Тр. СНИИГГиМС, 1981. Вып. 285. 240 с.
180. Новые **U-Rb** данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитие окраин палеоазиатского океана в позднем кембрии и раннем палеозое / Е. В. Хаин, А. Л. Федотова, Е. Б. Сальникова и др. // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы науч. конф. (X Чтения А. П. Заварицкого). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 183–186.
181. *Нечкин Г. С., Бочарникова Т. Д.* Вулканиды железоносных площадей Щучьинского синклиория (Полярный Урал) // Эндогенные рудообразующие процессы. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 29–37.
182. *Нечкин Г. С., Гараева А. А.* Тальбейская железорудная зона в Щучьинской структуре (Полярный Урал) // Металлогения и геодинамика Урала. – Екатеринбург: УГГА, 2000. С. 128–131.
183. *Нефедов В. А.* Природные минеральные сорбенты Полярного Урала // Тр. Первой Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень–Салехард, 1997. С. 194–196.
184. *Ободов В. А.* и др. ГИС-атлас карт геологического содержания масштаба 1:1 000 000 Уральского Федерального округа. – СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2008.
185. Основные типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1977. Вып. 121. С. 4–87.
186. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А. Ф. Морозов, О. В. Петров, А. Н. Мельгунов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
187. Основные черты тектоники фундамента западной части Западно-Сибирского мегабассейна / К. С. Иванов, Ю. Н. Фёдоров, В. В. Кормильцев и др. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Мат-лы XXXVIII Тектонического совещ. Том 1. – М.: ГЕОС, 2005. С. 247–250.
188. Особенности геохимии цирконов из эклогитов / С. С. Скублов, Н. Г. Бережная, С. Г. Симакин и др. // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. – Петрозаводск, 2011. С. 206–210.
189. *Островский Л. Я., Показаньев В. Н.* Фосфориты Полярного Урала // Полярный Урал: стратегия освоения (Тр. Второй Полярно-Уральской научно-практической конференции). – Тюмень–Салехард, 2004. С. 159–163.
190. *Охотников В. Н.* Геология рудных образований Полярного Урала. – Л.: Наука, 1975. 175 с.
191. *Охотников В. Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). – Л.: Наука, 1985. 184 с.
192. *Охотников В. Н.* Железорудные месторождения Полярного Урала // Геология рудных месторождений, 1987, № 2. С. 2–21.
193. *Охотников В. Н.* Признаки продуктивности ассоциаций магматических горных пород (на примерах севера Урала) // Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 92. – Сыктывкар, 1997. С. 112–121.
194. *Охотников В. Н., Фомиченко Т. А., Бевз Е. И.* Юрмэнский габбро-гранитный комплекс Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. – Сыктывкар, 1976. С. 73–79.
195. Палеогеография Севера СССР в юрском периоде. – Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.
196. Палинологические исследования мезозоя и кайнозоя Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1980. Вып. 149. С. 4–108.
197. Первые результаты **Sm-Nd** изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала / В. И. Маегов, Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин и др. // Офиолиты: петрология, металлогения, и геодинамика. Мат-лы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110–113.
198. Перечень бассейнов подземных вод территории СССР для ведения Государственного водного кадастра / Л. А. Островский, Б. Е. Антышко, Т. А. Конохова. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1988.

199. Петров О. В., Соболев Н. Н., Карпунин А. М., Бузовкин С. В. и др. Минералогические особенности черносланцевых формаций // Региональная геология и металлогения, 2007, № 32. С. 126–134.
200. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Ред. Н. Л. Добрецов. – Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.
201. Подсосова Л. Л. Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении Полярного Урала. Автореф. канд. дисс. – Новосибирск, 1977.
202. Подсосова Л. Л., Пономарев В. А. Полезные ископаемые Полярного Урала и направление дальнейших геологоразведочных работ // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. – Тюмень, 1972. С. 184–194.
203. Полярный Урал – новая минерально-сырьевая база России. Тр. Первой Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень–Салехард, 1997. 248 с.
204. Полярный Урал – стратегия освоения // Тр. Второй Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень, 2004. 292 с.
205. Проект URALIDES: Строение и эволюция Урала / Ред. В. Н. Пучков, С. Н. Кабушин, А. Перес-Эстаун // Строение и динамика литосферы Восточной Европы // Результаты исследования по программе EuROPKOBT. – М.: Геокарт-ГЕОС, 2006. С. 343–490.
206. Пуртова С. И., Безрукова Т. С. Основные типы спорово-пыльцевых комплексов из нижнемеловых отложений Западно-Сибирской равнины // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1980. Вып. 149. С. 30–36.
207. Пыстин А. М., Панфилов А. М., Вишвец А. Н., Нейман К. С., Потанов И. Л. Высокобарический метаморфический комплекс хр. Марун-Кеу (Полярный Урал): вещественный состав, структура, возраст // Геология полярных областей Земли. Мат-лы XLII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2009. С. 140–143.
208. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
209. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Гранулитовый и эклогитовый метаморфизм в истории формирования фундамента приуральской части европейского кратона // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. – Петрозаводск, 2011. С. 181–185.
210. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Конанова Н. В., Потанов И. Л. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. – Сыктывкар: Геопринт, 2009. 34 с.
211. Рапопорт М. С. Некоторые достижения и проблемы в изучении тектоники, эволюции и металлогении Урала // Геология и металлогения Урала. – Екатеринбург, 2006. С. 5–14.
212. Результаты датирования риолитов Лемвинской структурно-формационной зоны, западный склон Урала // Структуры, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента / А. В. Черкашин, Е. В. Молчанова, М. А. Шишкин, Д. И. Мачуков, Н. В. Родионов, И. П. Падерин // Мат-лы 17 конференции. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 272–277.
213. Ремизов Д. Н. Гранитоидный магматизм Щучьинского района Полярного Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 110 с.
214. Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 224 с.
215. Ремизов Д. Н. Петролого-геодинамическая модель Тимано-Североуральского региона // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006, № 3. С. 14–21.
216. Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 391 с.
217. Руженцев С. В., Аристов В. А. Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. Тр. ГИН РАН. Вып. 500. – М.: Наука, 1998. С. 25–41.
218. Румянцева Н. А. Доордовикские вулканические формации Оченырдского поднятия // Магматизм и метаморфизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. – Свердловск, 1984. С. 19–35.
219. Русин А. И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421–460.
220. Русин А. И., Краснобаев А. А., Валингер П. М. Эклогитовые комплексы Урала: изотопный возраст и вопросы генезиса // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. – Петрозаводск, 2011. С. 188–190.

221. Рыбалка А. В., Петров Г. А., Каиубина Т. В. и др. Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского трансекта // Региональная геология и металлогения, 2011, № 48. С. 25–36.

222. Савельева Г. Н., Суслов П. В., Ларионов А. Н. Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромитов (Войкарский массив) // Геотектоника, 2007, № 2. С. 23–33.

223. Савельева Г. Н., Соколов А. В., Батанова В. Г. Океанические комплексы Полярного Урала в складчатом обрамлении Западно-Сибирского осадочного бассейна // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна и их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. – Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 179.

224. Семёнов И. В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкции параметров уральского палеозойского океана. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

225. Симонов В. А., Куренков С. А., Тикунов Ю. В. и др. Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. – М.: ГЕОС, 1998. С. 181–183.

226. Скублов С. Г., Бережная Н. Г., Симакин С. Г. и др. Особенности геохимии цирконов из эклогитов // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. – Петрозаводск, 2011. С. 206–210.

227. Смирнов П. В. Опал-кристобалитовые породы Тюменской области как перспективный ресурс многоцелевого назначения // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – Югры. Т. 2 (Пятнадцатая научно-практическая конференция). – Ханты-Мансийск, 2012. С. 289–296.

228. Смирнов И. И. Новые данные о возрасте Ямальской серии в низовьях р. Оби // Геология кайнозоя приарктических районов Западной Сибири и Урала / Тр. ЗапСибНИГНИ, 1992. С. 32–36.

229. Смирнов И. И. Новые данные о геологическом возрасте Ямальской серии новейших отложений в низовьях р. Обь // Геология кайнозоя приарктических районов Западной Сибири и Урала // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1996. С. 17–46.

230. Старков В. Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклиналильных зон Полярного Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 148 с.

231. Степанов А. Е., Кузнецов В. И., Телегина Т. В. Постколлизийная активизация и металлогения Харбейского района (Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2001, № 2 (20). С. 119–125.

232. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности / Ред. Н. Н. Ростовцев. – Л.: Недра, 1978. 132 с.

233. Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1972. Вып. 48. 225 с.

234. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). МСК. – Екатеринбург, 1993.

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

236. Тектоническая карта Урала. Объяснительная записка / И. Д. Соколов, С. В. Автоноев, Р. П. Белковская и др. – Свердловск: УГСЭ, 1987. 168 с.

237. Торфяные месторождения Тюменской области / Отв. ред. В. Д. Маркова. – М.: Геолторфразведка, 1971. 350 с.

238. Удовкина Н. Г. Марун-Кеуская структура и абсолютный возраст слагающих ее пород // Тр. II Уральского петрографического совещания. – Свердловск, 1969. С. 29–31.

239. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала на примере южной части хр. Марун-Кеу. – М.: Наука, 1971.

240. Удовкина Н. Г. К вопросу о возрасте эклогитов // Очерки геологической петрологии. – М.: Наука, 1976. С. 339–348.

241. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. – М.: Наука, 1985. 286 с.

242. Удоратина О. В. Редкометалльное (Ta-Nb-U-TR-Be) оруденение и его связь с процессами щелочного метасоматоза на Севере Урала // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Мат-лы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. – Сыктывкар, 2000. С. 199–201.

243. *Удоратина О. В., Чевычелов Ю. В., Зарайский Г. П.* Особенности состава редкометалльных минералов Усть-Мраморного месторождения (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сб. науч. статей. Вып. 4. – Пермь, 2004. С. 47–56.
244. *Удоратина О. В., Андреев В. Л.* Rb-Sr изотопное исследование пород Тайкеуского рудного узла (Полярный Урал) // Тр. ИГ КНЦ УрО РАН. Вып. 120, 2006. С. 93–105.
245. *Удоратина О. В., Зарайских Г. П.* Проблема генезиса редкометалльных месторождений Полярного Урала (Тайкеуский рудный узел) // Тр. ИГ КНЦ УрО РАН. Вып. 119, 2005. С. 140–153.
246. *Удоратина О. В., Капитонова В. А., Андреев В. Л.* Гранитоиды Харбейского массива (Полярный Урал) // Тр. ИГ КНЦ УрО РАН. Вып. 120, 2006. С. 39–50.
247. *Удоратина О. В., Зарайский Г. П., Чевычелов Ю. В.* Особенности состава редкометалльных минералов Лонготюганского месторождения (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 10. – Пермь, 2007. С. 62–69.
248. *Удоратина О. В., Капитонова В. А.* Лонготюганское редкометалльное месторождение (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Т. III. – Сыктывкар, 2009. С. 256–258.
249. *Удоратина О. В., Ларионов А. Н.* Возраст гранитоидов массива Тайкеу (Полярный Урал): U-Pb данные // Стрoение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Мат-лы 11 Международной конференции. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 346–349.
250. *Удоратина О. В.* Редкометалльные комплексы Полярного Урала (геохронология и исследования включений в цирконах, Тайкеуское месторождение). – Сыктывкар: Геопринт, 2007. 27 с.
251. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.
252. *Хохрякова М. И., Шадрин А. Н.* Новые перспективы Харбейского молибденового месторождения Полярного Урала // Полярный Урал – стратегия освоения. Тр. Второй Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень, 2004. С. 88–92.
253. *Худяков А. П., Маливанчук Б. В.* Саурейское свинцовое месторождение (Полярный Урал). – Новосибирск: ЗапСибНИГНИ, 1972. Вып. 52. С. 211–224.
254. *Черепанов Ю. П.* Плиоцен(?) Нижнего Приобья // Геология антропогена севера Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 172, 1982. С. 5–19.
255. *Черепанов Ю. П., Семенов И. Н.* Об основных критериях расчленения и корреляции новейших доказанцевских отложений Обского Севера // Вопросы геологии кайнозоя и инженерной геологии. Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 146. С. 26–39.
256. *Черепанов Ю. А.* Антропогеновые отложения Нижнего Приобья // Геология антропогена севера Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 172. С. 19–29.
257. *Шадрин А. Н., Хохрякова М. И., Агафанов А. Г.* Перспективы бокситоносности восточного склона Полярного и Приполярного Урала // Пути реализации нефтегазаносного и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – Югры. – Ханты-Мансийск, 2008. С. 387–393.
258. *Шацкий В. С., Ягоуц Э., Козьменко О. А.* Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютковского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 1997, т. 352, № 6. С. 812–815.
259. *Шацкий В. С., Симонов В. А., Ягоуц Э.* и др. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // ДАН РФ, 2000, т. 371, № 4. С. 519–523.
260. *Шацкий С. Б., Бабушкин А. Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-42, 43 – Салехард. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 218 с.
261. *Шацкий С. Б.* Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях юрт Еутских на р. Бол. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. С. 206–217.
262. *Шацкий С. Б.* Ледниковая эскаррация и гляциодислокации Белогорской возвышенности // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария / Отв. ред. С. А. Архипов. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1981. Вып. 494. С. 63–68.

263. *Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А.* Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока. Мат-лы XIV геол. съезда. Т. II. – Сыктывкар, 2004. С. 148–150.
264. *Шишкин М. А., Водлазская В. П., Попов М. Я.* Оценка перспектив золоторудного оруденения восточного склона Приполярного и южной части Полярного Урала на основе материалов ГК-1000/3 листа Q-41 // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Мат-лы Всеросс. совещ. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 225–227.
265. *Шишкин М. А., Попов М. Я.* Минеральное районирование и оценка прогнозных ресурсов Полярного Урала в пределах территории ЯНАО по итогам работ по составлению комплекта карт ГК-1000/3 листа Q-41 // Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота Полярного Урала (ЯНАО). Проблемы сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. Третьей Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 74–82.
266. *Шмелёв В. Р.* Строение и эволюция гипербазитовых массивов Полярного Урала. Автореф. канд. дисс. – Свердловск, 1990. 24 с.
267. *Шмелёв В. Р.* Магматические комплексы зоны Главного уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005, № 2. С. 41–59.
268. *Шмелёв В. Р.* Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология, 2011, т. 19, № 6. С. 649–672.
269. *Шор Г. М., Афанасьев А. М., Алексеенко В. Д.* Основные результаты региональных работ ВСЕГЕИ на уран на территории Западно-Сибирской плиты и направления дальнейших исследований // Региональная геология и металлогения, 2007, № 32. С. 54–62.
270. *Шпильман В. И., Солопахина А. Л., Пятков В. И.* Новая тектоническая карта центральных районов Западной Сибири // Пути реализации нефтегазоносного потенциала ХМАО. Вторая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 1999. С. 96–115.
271. *Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Осипова Т. А., Шардакова Г. Ю.* Высокобарические апогранитные метаморфиты Уральского орогена // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Мат-лы II Всеросс. петрографического совещания. – Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 203–206.
272. Эклогитовые комплексы Урала: изотопный возраст и вопросы петрогенеза / А. И. Русин, А. А. Краснобаев, П. М. Валинзер // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. – Петрозаводск, 2011. С. 188–190.
273. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 159 с.
274. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // Геотектоника, 2003, № 2. С. 75–86.
275. *Dobretsov N. L., Shatsky V. S., Coleman R. G. et al* // Intern. Geol. Rev., 1996. P. 136–160.
276. *Glondy J., Austrheim H., Molina J. F., Rusin A., Seward.* Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2003. Vol. 67, № 22. P. 4353–4371.
277. *Pystin A.* Terra nova // Abstr. Suppl, 1997, № 1. V. 9. P. 27.
278. *Udoratina O. V., Kalinin E. P., Kuznetsov N. B., Larionov A. N.* The age of the Vangyr Granite Massif, Sub-Polar Urals, Russia. International Conf. Precambrian Cotinental Growth & Tectonism (PCGT-2005). Feb. 22–24, 2005. P. 273–275.

#### Фондовая

279. *Арьё А. Г., Боровский С. С.* Региональная оценка прогнозных эксплуатационных запасов подземных промышленных йодсодержащих вод Тюменского месторождения. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1967.

280. *Астапов А. П., Файбусович Я. Э.* и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:200 000 листов Q-41-71, 72, XXIV, XXVII, XXVIII, XXX, XXXII, XXXIV, XXXVI; Q-42-85, 86, XXV, XXXI и геологическому доизучению масштаба 1:200 000 листов Q-42-61, 62, 73, 74, Q-41-XXIX, XXXV (Нижнеобская площадь). – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1998.

281. *Афанасьев А. К.* Отчет о результатах сопровождающих магниторазведочных работах масштаба 1:50 000, выполненных Восточной партией. Q-42. АООТ ПУГРЭ, 1984.

282. *Афанасьев А. К., Неустроев Г. Н.* и др. Результаты групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 на территории листов Q-42-14-Б,Г; Q-42-15-А,Б,В,Г; Q-42-26-Б; Q-42-27-А,Б,В,Г; Q-42-28-А (в,г),В,Г и производства доизучения в масштабе 1:50 000 листов Q-42-3-В, Г // Отчет о работах Восточной партии групповой геологической съемки за 1977–1984 гг. – Пос. Полярный, 1984.

283. *Бабушкин Л. А.* и др. Составление карты торфов и сапропелей территории Ханты-Мансийского автономного округа масштаба 1:1 000 000. (Отчет Восточной съемочной эколого-геологической партии по договору № 14/02). – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 2002.

284. *Бабушкин А. Е.* Отчет по теме «Карта прогноза минерального сырья для промышленности строительных материалов северных нефтегазоносных районов Тюменской области.» Т. I, II. ОФ СНИИГТИМС, 1977.

285. *Белосусов А. Е., Рубанов С. П.* Отчет о геологоразведочных работах по промышленной оценке участка Ягодное Харбейского месторождения агатов (объект «Ягодное»). – Пос. Харп, 1992.

286. *Бординов А. Н., Абрамов В. Ю., Андреев А. В.* и др. Поисковые работы на золото на Новогодненской перспективной площади. – Салехард: Ямальская горная компания, 2005.

287. *Борисенко А. А.* Отчет о результатах общих поисков на бокситы в центральной части Щучьинского синклиория за 1976–1978 гг. – Тюмень: ТТФ, 1978.

288. *Боровский В. В.* Отчет «Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора «Урал промышленный–Урал Полярный». Ч. VI. Бокситы. – Тюмень, Фонды ОАО «СибНАЦ», 2006.

289. *Бочкарев В. С., Подсосова Л. Л.* и др. Составление атласа (комплекта) карт, характеризующих тектоническое строение земной коры Западной Сибири (плитный комплекс, фундамент, консолидированная кора, верхняя часть мантии) в масштабе 1:1 000 000 и 1:500 000. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 2002.

290. *Брадучан Ю. В., Волобуев Е. А., Воронин А. С.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-41 – Ивдель.

291. *Булавко Л. Ф. и Карасев В. И.* Перспективная оценка севера Полярного Урала на ювелирные и поделочные камни и прогнозная оценка на благородные металлы. Информационный отчет за 1992–1995 гг. (объект Ингилорско-Харбейский). Ямало-Ненецкий АО. – СПб.: Северкварцсамоцветы, 1997.

292. *Буляков Г. Х., Глухов А. Н., Гольдфарб Ю. И.* Отчет по выполнению работ на объекте № 14 // Оценка ресурсов россыпи золота в среднем течении р. Лонгот-Юган. Отчет Поискового отряда за 1998–2001 гг. – Салехард, ООО Ямальская горная компания, 2001.

293. *Буляков Г. Х.* Информационный отчет о проведении работ на объекте // Поисковые работы на россыпное золото в зоне Обского тектонического уступа. – Салехард, 2004.

294. *Буляков Г. Х., Гольдфарб Ю. И., Шаймарданов Р. Ш.* и др. Поисковые работы на титан-циркониевые россыпи на Салехардской площади. – Салехард, Ямальская горная компания, 2008.

295. *Валях В. И.* и др. Сводный отчет о результатах инженерно-геологических исследований в среднем и нижнем течении р. Оби в пределах проектируемого Нижне-Обского водохранилища, 1968.

296. *Валях В. И., Шамина Е. П., Гринчук А. П.* и др. Отчет о результатах инженерно-геологической съемки масштабов 1:200 000–1:500 000, выполненной в порядке эксперимента ускоренными методами в районе нижнего течения р. Оби на участке от левобережья р. Полуи до пос. Б. Камень. Q-41,42; Р-41,42. – М., 2-е Гидрогеоуправление, 1967.

297. *Волков В. В., Платонова Н. И.* Отчет о результатах структурно-поискового бурения на Обском профиле в Приуральском районе Тюменской области. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1961.

298. *Волкова А. З.* Отчет о результатах колонкового бурения по профилю Салехард–Яр-Сале и структурно-поискового бурения по Яр-Салинской площади. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1963.

299. *Волчков А. Г.* и др. Информационный отчет по теме 21. Д. «Комплексное изучение закономерностей размещения и условий локализации золотого оруденения в коренных породах участка Лонгот-Юганский». – М., ЦНИГРИ, 2002.

300. *Воронов В. Н., Кузьмин М. И., Растегаева Е. А.* Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000, проведенных на Полярном Урале в районе среднего течения рек Малый Ханмей и Большой Харбей. Отчет о работах Парик-Вась-Шорской ПСП за 1963–1964. – Салехард, 1965.

301. *Воронов В. Н., Коркин В. М., Бабушкин Л. А.* и др. Результаты геологической съёмки масштаба 1:200 000 территории листа Q-42-III в бассейне среднего течения р. Щучья на Полярном Урале. Отчет Щучьинской ГСП, 1969–1972 гг. – Тюмень, Тюменское ГУ, 1973.

302. *Воронов В. Н., Коркин В. М., Дудко Ю. А.* и др. Результаты опытно-производственных геологосъёмочных работ масштаба 1:50 000, проведенных на восточном склоне Полярного Урала в центральной части Щучьинского синклинория. Отчет по работам Восточно-Уральской ОПП за 1972–1976 гг. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1976.

303. *Галиуллин И. З., Перминов И. Г.* Отчет о результатах работ по завершению объекта: «Специализированные геохимические поиски на благородные и редкие металлы в пределах Западно-Харбейской площади Лабитнанги», 2005.

304. *Галиуллин И. З., Перминов И. Г., Коновалов Ю. И.* и др. Специализированные геохимические поиски на благородные и редкие металлы в пределах Западно-Харбейской площади за 2004–2005 гг. – Лабитнанги, 2005.

305. *Галиуллин И. З., Ремизов Д. Н., Шишкин М. А.* и др. ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII – Восточно-Войкарская площадь, ЯНАО. – Лабитнанги, ОАО Полярно-Уральское ГПП, 2009.

306. *Генералов П. П.* (отв. исп.) Отчет по теме «Эволюция Западно-Сибирской геосинеклизы в кайнозое». – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1994.

307. Геологический отчет: «Геолого-экономическая переоценка угольных месторождений Сосьвинско-Салехардского бассейна». – Екатеринбург, ФГУП ВНИГРИуголь, 2007.

308. *Гессе В. Н. и Жданов В. И.* Володя-Кеуское слюдяное месторождение на Полярном Урале // Отчет о геолого-разведочных работах на Володя-Кеуском слюдяном месторождении Гора Слюдяная в 1951 г. МВД-СССР Полярно-Уральское управление, 1952 г.

309. *Глухов А. Н.* Промежуточный информационный отчет по теме: «О проведении поисков россыпных месторождений золота на объекте Участок Лонготский (первый этап)». – Салехард, 2001.

310. *Гоголева В. Г.* Отчет о результатах структурно-поискового бурения по профилю Танопча–Правая Хетта. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1961.

311. *Грязнов О. Н., Душин В. А., Бабенко В. В.* и др. Геология, металлогения, и прогнозная оценка Байдарацко-Собской площади Полярного Урала на цветные, благородные и редкие металлы (отчет по теме: «Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 Байдарацко-Собской площади за 1977–1980 гг.»). – Воркута, Полярноуралгеология, 1980.

312. *Грязнов О. Н., Макаров А. Б., Бабенко В. В., Душин В. А.* и др. Отчет о результатах Опытных-методических работ по разработке методики комплексного количественного прогнозирования масштаба 1:50 000 и ее реализация на Талота-Хуутинской площади (за 1981–1985 гг.). – пос. Полярный, Главтюменьгеология, 1985.

313. *Горбачев В. И., Карасева Т. В.* Составить окончательный отчет по Ярудейской параметрической скважине 38 до глубины 4452 м // Отчет по Государственному контракту № 70-108/05, 2007.

314. *Гурская Л. И., Смелова Л. В., Ляхницкий Ю. С.* и др. Изучение платиноносности гипербазитовых массивов Полярного Урала и особенностей распределения платиноидов в породах и рудах (массив Сыум-Кей). Договор № 5/512-98. Отчет о НИР. – СПб., ВСЕГЕИ., 1999.

315. Гурская Л. И., Смелова Л. В., Ляхницкая В. Д. и др. Изучение платиноносности гипербазитовых массивов Полярного Урала и распределение платиноидов в породах и рудах (массив Сьум-Кей) масштаба 1:50 000. – СПб., ВСЕГЕИ, 1998–1999.

316. Гурская Л. И., Смелова Л. В., Ляхницкая В. Д., Шехова С. Н. Оценить перспективы гипербазитовых массивов Полярного Урала (Рай-Из, Сьум-Кей) на металлы платиновой группы с составлением рекомендаций по направлению поисков масштаба 1:100 000. – СПб., ВСЕГЕИ, 2001.

317. Даргевич В. А. Отчет «Геология россыпей титана и циркония юго-восточной части Западно-Сибирской низменности». СНИИГГиМС. – Новосибирск, ФГУ ТФИ по Тюменской области, 1960.

318. Дембовский Б. Я., Бабушкин В. А., Герасимов Н. Н. и др. Производство геологического доизучения и групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 Каро-Елецкой площади. – Воркута: Полярноуралгеология, 1983.

319. Дембовский Б. Я., Дембовская З. П. и др. Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования масштаба 1:50 000 на основе изучения докембрийского и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала за 1986–1989 гг. – Воркута: Полярноуралгеология, 1989.

320. Денисов В. А., Козырев В. Е., Коркунов К. В. Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала зоны строительства железной дороги Ивдель-Лабитнанги на уголь и железные руды». – СПб., ВСЕГЕИ, 2007–2008.

321. Душин В. А. и др. Отчет о результатах работ, выполненных по Договору подряда № 4-105/1 от 22.05.2006 г. «Составление карт полезных ископаемых и прогнозно-минералогической масштаба 1:500 000 на золото, МПГ, молибден, вольфрам, ниобий, тантал, редкие земли Байдарацко-Щучьинской и Ханты-Мансийской площадей», 2007.

322. Душин В. А., Малоюгин А. А. и др. Отчет о результатах тематических работ по теме «Анализ и обобщение геолого-геофизических материалов по алмазности ультрабазитовых и метаморфических комплексов Полярного Урала с целью выработки направления работ на алмазы в пределах ЯНАО». – Екатеринбург, 1999.

323. Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. Отчет по объекту: «Проведение прогнозно-поисковых работ на камнесамоцветное сырье на Полярном Урале». – Екатеринбург, 1999.

324. Душин В. А., Сердюкова О. П. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-42-XXXI, XXXII (Байдарацкая площадь). – Екатеринбург, 2004.

325. Душин В. А., Сердюкова О. В. и др. Окончательный отчет по теме ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (Собская площадь). – Екатеринбург, ГОУ ВПО «Уральский государственный горный университет», 2010.

326. Дядюк Н. П. и др. Сводный отчет по Мало-Атлымской опорной скважине 1Р. Годы бурения 1960–1961. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1962.

327. Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф. и др. Оценка ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана с богатыми комплексными рудами в зонах структурно-стратиграфических несогласий и в других геолого-структурных обстановках, 2007.

328. Еремин В. И., Пономарев В. Г. Отчет по работам подгорной ПСП за 1970–1973 гг. Результаты ПС работ масштаба 1:50 000, проведенных на Полярном Урале в районе среднего течения рек Собь, Бол. и Мал. Ханмея. – Тюмень, Тюменское ГУ, 1974.

329. Ерошевская Р. И. Оценка перспектив бокситоносности Полярно-Уральского района. Отчет за 1975–1978 гг. – Л., ОГФ ВСЕГЕИ, 1978.

330. Жмаев А. В., Кротов М. М. Отчет по результатам детальной разведки подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения пос. Харп. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1981.

331. Зайонц И. Л., Демус С. И. и др. Геологическое строение Центрального Приобья. Отчет Ханты-Мансийской геологической партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 листов Р-42-III–XII, XIV–XIX, 75-76, III, 112, XXI–XXV, XXVII и геологического доизучения листов Р-42-87, 88, 99, 100, XXVIII–XXX. – Ханты-Мансийск, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1984.

332. Золотова В. В. и др. Выявление возможных угленосных площадей валунным методом в Хулгинском районе Сосьвинско-Салехардского бассейна. – Воркута, ФГУ ТФИ по Республике Коми, 1980.

333. *Золотова В. В., Якук В. И.* Выявление угленосных площадей валунным методом в бассейнах рек Байдарата, Щучья, Собь на восточном склоне Полярного Урала. – Воркута, ФГУ ТФИ по Республике Коми, 1983.

334. *Иванов С. С.* и др. Харбейское молибденитовое месторождение на Полярном Урале // Геологическое описание и подсчет запасов на 1/X-1952 г. – Пос. Харбей, 1952. (МВД СССР. Комбинат Воркутуголь, Полярно-Уральское упр.).

335. *Иванова В. П.* Составить справочник месторождений и проявлений металлов и камнесамоцветного сырья на территории Тюменской области. – Тюмень, 1992.

336. *Каменских А. П., Семенова И. А.* Справочник месторождений минерального сырья для производства строительных материалов в Ямало-Ненецком автономном округе. ЗАО ЭКОГЕОС-1. – Тюмень: Фонды ООО ГЕОТЭКС, 1999.

337. *Караченцев С. Г.* Железородные месторождения и магнитные аномалии Щучьинского района на восточном склоне Полярного Урала // Геологическое описание с подсчетом запасов железных руд по состоянию на 1.01.1959 г. – Пос. Обская, 1959.

338. *Клецко С. К., Кузнецов Е. В., Кузнецова Н. А.* и др. Оценка масштабов и качества сырья жадеитоносных зон в сев.-вост. части месторождения Пусьерка (1982–1987 гг.) // Массив Сьум-Кеу Полярного Урала. – Л., Северкварцсамоцветы, 1987.

339. *Клецко С. К., Кузнецова Н. А., Баданин А. И.* Промышленная оценка месторождения Пусьерка с подсчетом запасов жадеита в пределах участков Перевальный, Склоновый, Хадатинский // Отчет Северной партии о проведении предварительной разведки на месторождении ювелирного жадеита Пусьерка за 1987–1990 гг. Объект «Центральная Пусьерка», Ямало-Ненецкий АО. – Л., Северкварцсамоцветы, 1990.

340. *Клопов А. Л., Бобров Е. В.* Результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 листов Q-41–36-A; Q-41–36-B-a,в; Q-41–36-B-a,б; Q-41–36-G-a,б; Q-42–25-B-a,б; Q-42–25-G-a,б; Q-42–26-B-a. Полярный Урал // Отчет по работам Ханмейской ГСП за 1963–1966 гг. – Тюмень, 1967.

341. *Козырев В. Е.* Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Тюменской области по состоянию на 1.01.1998 г. Тюмень, 1998.

342. Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора Урал промышленный–Урал Полярный. Ч. 1. Уголь. ОАО «СибНАЦ». – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 2006.

343. *Костюк Б. Ф.* и др. Отчет «Программа использования и развития МСБ ЯНАО на период 2000–2010 гг. на твердые полезные ископаемые». – Тюмень, 2000.

344. *Кривко Т. Н., Ибрагимов Д. Ш.* Поисковые работы на золото-платиновое оруденение в пределах черносланцевой толщи Яршор-Лаптаеганской зоны. – ЯГК, 2008.

345. *Крохин И. П.* Отчет о результатах структурно-поискового бурения по профилю Салехард–Полуй. – Тюмень: ФБУ ТФГИ по УРФО, 1961.

346. *Крохин И. П., Ослоповский А. П.* Отчет о результатах колонкового бурения по профилю Салета–Щучье и Верхореченской площади и скв. 37 площади Яр-Салинской. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1963.

347. *Крупеник В. А., Свишникова К. Ю., Ремизов Д. Н.* и др. Детальное изучение разреза Янгиюганской параметрической скважины и комплексная обработка и интерпретация материалов наземных и скважинных геолого-геофизических работ. (Этап 1. Бурение скважины до глубины 2500 м). – СПб., 2011.

348. *Крупеник В. А., Свишникова К. Ю., Ремизов Д. Н.* и др. Детальное изучение разреза Янгиюганской параметрической скважины и комплексная обработка и интерпретация материалов наземных и скважинных геолого-геофизических работ. (Этап 2. Бурение скважины до глубины 4000 м). – СПб., 2013.

349. *Кудрявцев А. Н., Крашенинников А. Л.* Результаты общих поисков россыпей золота в Приобском районе Полярного Урала / Отчет Приуральской ГПП за 1981–1986 гг. – Пос. Полярный, 1986.

350. *Кузнецов Н. Б., Руженцев С. В., Савельева Г. Н.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (Изд. 2-е.). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XVI, XVII. Информационный отчет. – М., 2000.

351. *Кузьмин М. И., Травников А. А., Романенков В. А.* и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 листов R-42-135-B; Q-42-3-A,Б,Г-б // Отчет о работе Северной поисково-съёмочной партии № 2 за 1968–1970 гг. – Тюмень, 1970.

352. Кулагин С. И., Зайонц И. Л. и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Нижне-Обской гидрогеологической партией в 1962–1963, 1966 гг. в зоне проектируемого Нижне-Обского водохранилища на участке от устья р. Вануйто до устья р. Сев. Сосьва. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1967.

353. Лавров А. С., Мешалкин К. А., Никифорова Л. Д. и др. Космофотogeологическое картирование масштаба 1:1 000 000 северной части Западно-Сибирской плиты. Листы S-42-В,Г; S-43-В,Г; S-44-В (часть); R-42-А,Б,В (часть),Г; R-43; R-44-А,Б (часть),В,Г; Q-41-Б (часть),Г (часть); Q-42-А (часть),Б,В,Г; Q-43-А,Б; Q-44-А,Б. Отчет за 1979–1983 гг. – М., Аэрогеология, 1983.

354. Латыпов А. Н., Монто М. Н. Отчет о результатах региональной АМС масштаба 1:50 000, выполненных Магнитометрической партией. Q-41,42; R-42. – Ямало-Ненецкая КГРЭ, 1958.

355. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия) / Под ред. А. В. Жданова. – Воркута, 1999.

356. Легенда для геологической карты донегеновых образований Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 / М. А. Шишкин, В. Г. Криночкин. – СПб., 1999.

357. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия) / М. А. Шишкин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

358. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / А. В. Жданов (отв. исп.), А. В. Водолазская, Е. К. Ковригина и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

359. Легенда Тюменско-Салехардской подсерии Западно-Сибирской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / П. П. Генералов, Ю. П. Черепанов, А. Н. Некрасов и др. Гл. ред. Б. Ф. Костюк. – Тюмень, ТГФ, 1998.

360. Легенда Западно-Сибирской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / Я. Э. Файбусович (отв. исп.), Ю. В. Брабучан, В. В. Боровский, Ю. П. Черепанов. – Тюмень, ТГФ, 2008.

361. Литвинова Т. П., Кудрявцев И. В., Красинский Е. М. и др. Объяснительная записка к актуализированной Геофизической основе Государственной геологической карты Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист Q-42 – Салехард. – СПб.–М., 2012.

362. Литовченко Н. И., Травников А. А., Романенков В. А. и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 листов Д-3-134-Г, Г-3-2-А,Б. Полярный Урал // Отчет о работе Хуутинской поисково-съёмочной партии за 1966–1968 гг. – Тюмень, 1968.

363. Лычаков В. А., Королева Т. Ф. и др. Отчет по теме: «Комплексная геолого-экономическая оценка минерально-ресурсного потенциала Полярного Урала». – Пос. Полярный, 1991.

364. Лючкин В. А., Распопин В. М., Самарина О. В. и др. Оценочные работы на месторождении Новогоднее Монто // Отчет о результатах работ за 2002–2007 гг. с подсчетом запасов золота магнетитовой руды и строительного камня. ТКЗ № 64. – Лабытнанги, ОАО «Ямалзолото», 2007.

365. Масленников В. В. и др. Отчет «Региональное геоэкологическое картирование (ГЭК) масштаба 1:1 000 000 в пределах севера Тюменской области». – М., 1998.

366. Маслов М. А., Костюкова Л. А. Отчет по теме: «Магматические формации западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя». – Воркута, 1977.

367. Мельгунов А. Н. и др. Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минералогических, геохимических и изотопных методов исследований // Геологический отчет по объекту 4-1.05. – СПб., ВСЕГЕИ, 2008.

368. Мокрый В. Д., Бахромкин В. М., Дубровский С. В. и др. Предварительная и детальная разведка месторождения известняков и вулканогенных пород Новогоднее на Полярном Урале // Отчет партии Нерудгео о ГРР за 1984–1993 гг. Подсчет запасов по состоянию на 1.06.1993 г. Ямало-Ненецкий АО. – Пос. Полярный, Полярно-Уральская ГРЭ, 1993.

369. Монто Р. М. и Мишульский М. И. Результаты геолого-поисковых работ, проведенных Новогодней партией в районе среднего течения р. Мал. Ханмей (восточный склон Полярного Урала) в 1960 г. (Q-42-37-38). Главгеология РСФСР. Тюменское Геол. Упр. – Пос. Ангальский Мыс, 1961.

370. *Монто Р. М.* Отчет о результатах поисковых работ, проведенных Тоупугольской партией в районе нижнего течения рек Ханмей и Харбей в 1961 г. (восточный склон Полярного Урала). Q-42-37, 38. – Салехард, Тюменское ГУ, 1964.

371. *Морозов А. Ф., Шорохова Б. Н., Королева Т. Ф.* и др. Результаты геологического доизучения масштаба 1:50 000 в пределах Лекын-Тальбейской структуры (Отчет о работах Лекын-Тальбейской партии геологического доизучения за 1976–1981 гг.), ФГУ Тюм. ТФГИ. – Пос. Полярный, 1981.

372. *Никитин Ю. Н., Брагин П. В., Варенин А. С.* и др. Отчет партии № 36 по аэро-фотогеологическому картированию масштаба 1:200 000 (листы: Q-41-XXIV, XXVIII, XXX, XXXIV, XXXVI; Q-42-XIV (64), XV (54, 65, 66), XVI, XVIII, XIX (85, 86), XX (76, 87, 88), XXI-XXVI, XXVII (102, 114), XXVIII-XXXVI; Q-43-VIII (28), IX (29, 30, 42), X (31,32), XIII-XVII, XXI-XXIII, XXV-XXVIII, XXXI-XXXIV; Q-44-XI, XIII-XVII, XX-XXXV; Q-45-XXV, XXXI, XXXII; P-41-V, VI, XV-XVIII, XXI-XXIV, XXVIII-XXX, XXXIV; P-43-VI, XI, XII, XVII, XVIII, XXIII, XXIV, XXXIV (127, 139, 140), XXXV (141, 142); P-44-I-XXIV, XXVI-XXX; P-45-I, VII, XIII, XIX, XXV; O-43-I-V, VII-X, XIII-XV). – Тюмень, ФГУНП «Аэрогеология», 1986.

373. *Никитин Ю. Н., Кривоножко В. Г., Бабушкин Л. А.* и др. Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 в пределах листов Q-42-14-A,B; Q-42-13-A,B; Q-42-1-G-в,г и Q-42-2-B-в. г. Полярный Урал // Отчет по работам Хадатинской ПСП за 1960–1964 гг. – Тюмень, 1964.

374. *Новосельцева Р. Г., Генералов П. П.* Пресные подземные воды Западной Сибири (Тюменская область). Отчет по теме VII Б.1.4. Том IV. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1985.

375. *Оберман Н. Г., Новосёлов Е. Ф.* Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод Полярного и Приполярного Урала. ТГФ. – Тюмень, 1984.

376. *Островский Л. Я.* Отчет «Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортного коридора «Урал промышленный–Урал Полярный». Ч. III. Марганцевые руды». Фонды ОАО «СибНАЦ», 2006.

377. *Охотников В. Н., Бевз Е. И., Чумакова А. И.* и др. Геологическое строение бассейна р. Б. Щучья в полярном Урале // Отчет Северной партии № 1 за 1968–1969 гг. масштаба 1:50 000. Листы Г-3-2-В,а,б;-Г;-3-В,Г. – Тюмень, Тюменьгеологоразведка, 1970.

378. *Парфенов В. В., Душин В. А., Сердюкова О. В.* Информационная записка о достигнутых результатах с начала работ и за отчетный период 2009 г. по завершённому и переходящим объектам ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (Собская площадь). ГОУ ВПО УГГУ, Северная НИГЭ, 2009.

379. *Перминов И. Г., Гаптулкадыров М. М., Галиуллин И. З.* и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в пределах Тоупугол-Ханмейшорской площади. – Пос. Полярный, Полярно-Уральское ГГП, 2002.

380. *Перминов И. Г., Григорьев В. В., Козлитин В. И.* и др. Прогнозно-поисковые работы на рудное золото в пределах Собь-Харбейской площади (ЯНАО). Отчет по работам 2006–2009 гг. согласно Госконтракту № 111-143/1. – Лабитнанги, Полярно-Уральское ГГП, 2009.

381. *Петрова И. А., Подсосова Л. Л.* и др. Кадастр месторождений, знаков проявлений шлиховых и геохимических ореолов к карте полезных ископаемых Тимано-Североуральского региона масштаба 1:500 000. Кн. II, III. ОФ Главтюменьгеология, 1974.

382. *Печенкин Б. В., Цвигун Л. Н., Гуляев А. В.* и др. Отчет по поискам богатых и контрастных типов хромовых руд на массиве Сьум-Кеу. Полярный Урал. Отчет о результатах геолого-геофизических работ Сьумкеуского поискового отряда за 1996–2002 гг. – Полярный, Полярно-Уральское ГГП, 2002.

383. *Подсосова Л. Л.* Металлогения Харбейского антиклинория. Отчет по теме. Т. III. Каталог месторождений и рудопроявлений. – Тюмень, ФГУ «Тюм. ТФГИ», 1970.

384. *Подсосова Л. Л., Пономарев В. А. и Митюшева В. С.* Закономерности размещения промышленных типов руд цветных металлов на Полярном Урале и обоснование основных направлений геологоразведочных работ на 1981–1985 гг. и на перспективу (тема: УП Б.1.4/002(1) 58-1/19). – Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1980.

385. *Подсосова Л. Л., Пономарев В. А.* и др. Прогнозно-металлогеническая карта Тимано-Североуральского региона в пределах Тюменской области. Масштаб 1:500 000. Кн. 1, 2. ОФ Главтюменьгеология, 1976.

386. *Попов И. И., Печенкин Б. В., Крылевский Н. В.* и др. Прогнозно-поисковые работы на хромовые руды в южной части ультраосновного массива Сьум-Кей (Полярный Урал). – Лабитнанги, Полярно-Уральское ГПП, 2007.

387. *Попов О. П., Скорынина А. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов руд хрома, марганца, вольфрама, молибдена и бокситов на территории Свердловской, Челябинской и Курганской областей, Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского АО по состоянию на 1.01.2003 г. (бокситы). – Екатеринбург, Уралгеолфонд, 2002.

388. Программа развития и использования минерально-сырьевого потенциала Полярного Урала на период 2001–2010 гг. Фонды КИР по ЯНАО. – Екатеринбург, 2002.

389. *Прохорова К. И., Бельков Л. А.* и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:200 000, лист Q-42-VIII и юго-восточная часть листа Q-42-II. Полярный Урал. Отчет о работе Полярно-Уральской партии 4/57-58-1960.

390. *Прядкин К. Н.* Геологические исследования в районе Сось-Ханмейского водораздела на Полярном Урале. Отчет о работе Собской поисково-съёмочной партии в 1949 г.

391. *Прядкин К. Н.* Ханмейское молибденитовое месторождение (отчет о результатах поисково-разведочных работ Ханмейской партии в 1951–1953 гг.). МГиОН СССР. Уральское геол. упр. Полярно-Уральская экспедиция, 1954.

392. *Прядкин К. Н.* Геологические исследования на восточном склоне Полярного Урала в районе среднего течения реки Лонгот-Юган. Отчет о работе Тальбей-Шорской партии за 1954 г.

393. *Прямоносов А. П.* Отчет о результатах сопровождающих магниторазведочных работах масштаба 1:50 000, выполненных Региональной партией. Q-41, 42. АООТ ПУГРЭ, 1994.

394. *Прямоносов А. П., Наюк С. А., Прямоносова М. А.* Групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:50 000 на Сось-Ханмейской площади (ГГС-листы Q-41-48-В-в,г,Г-в,г; Q-42-38-А-в,В-а; ГДП-листы Q-41-48-Б,В-а,б,Г-а,б; Q-42-37-А,Б,В-а,б,Г-а,б; б; Q-42-38-А-а,б,Б-а,б). Информационный отчет. – Пос. Полярный, АООТ ПУ ГПП, 1994.

395. *Прямоносов А. П., Сибиряков С. И.* Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листов Q-42-VII, VIII (Харбейская площадь, Полярный Урал). Информационный отчет. ГДП-200). – Екатеринбург, Уральская ГГГА, 2001.

396. *Прямоносов А. П., Степанов А. Е.* Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:200 000 и подготовка к изданию Геолкарты-200 (новая серия) листа Q-41-XII (Полярный Урал). – Салехард, ФГУ «ЯТФГИ», 2001.

397. *Прямоносов А. П., Степанов А. Е.*, и др. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории РФ и ее континентального шельфа (прогнозно-поисковые работы на золото на Харбейской площади) – Екатеринбург, Уральская ГГГА, 2004.

398. *Романцов В. А.* Отчет о результатах поисково-разведочного бурения на Медведевской площади. – Тюмень: ФБУ ТФГИ по УРФО, 1961.

399. *Рыбалка А. В., Петров Г. А., Шкред И. Г.* и др. Отчет по объекту «Полярно-Уральский трансект». Отчет партии ГСЗ за 2006–2008 гг. Пос. Заречный, Баженовская ГФЭ, 2008.

400. *Сабуров Г. Я., Плякин А. М.* и др. Отчет «Составление сводной геологической карты масштаба 1:500 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». (Краткая объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000). – Воркута, 1984.

401. *Селюкова Т. Н., Галиуллин И. З., Ивановская Г. П.* и др. Отчет по поисковым работам на золото вдоль трассы Обская–Бованенково. Отчет Харбейского отряда за 1996–1999 гг. Пос. Полярный, Полярно-Уральское ГПП, 1999.

402. *Смирнов И. И.* (отв. исп.). Геологическое строение Северного Зауралья. Отчет Сосьвинской геологосъёмочной партии о результатах групповой геологической съемки

масштаба 1:200 000 листов Р-41-V, VI, XIV–XVIII, XX–XXIV, XXVIII–XXX, XXXIV и геологического доизучения листов Р-41-II-IV, VIII–XII, проведенных в 1982–1989 гг. – Ханты-Мансийск, ТФИ, 1989.

403. *Соколова А. В.* Отчет по теме «Оценка обеспеченности населения Ямало-Немецкого автономного округа ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения». Договор № 5/547-98 по теме № 53. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 2001.

404. *Сурков В. С., Жданова В. П., Жеро О. Г.* Связь тектоники фундамента и платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск, Тюменьгеология, 1976.

405. *Суханов В. Н.* Результаты поисковых работ в северо-западной и центральной частях Щучьинского синклиория (район хребтов Янгана-Пэ, Наун-Пэ, Сибемей) на Полярном Урале (Отчет Лабораторской ГПП 72/74 по работам 1972–1974 гг.). – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1974.

406. *Суханов А. И., Афанасьев А. К., Брагин П. Е.* и др. Результаты геологического доизучения масштаба 1:50 000 южной части Талота-Собского синклиория. Полярный Урал. Отчет о работах Хадатинской партии геологического доизучения за 1974–1978 гг. Пос. Полярный, Главтюменьгеология, 1979.

407. *Темнов А. В., Кушпаренко Ю. С., Киреев Ф. Ф.* и др. Технологическая и геолого-экономическая переоценка Юнь-Ягинского скарново-метасоматического магнетитового месторождения (ЯНАО). Отчет по объекту 1-16/06 по Госконтракту № 101-18/6, дополнительному соглашению № 1 и 2. – М., 2007.

408. *Топычканов В. Б.* и др. Отчет по теме «Литология и фациальные особенности продуктивных отложений мезозоя новых месторождений нефти и газа Тюменской области (по материалам литологической лаборатории за 1974–1975 гг.). – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1976.

409. *Цымбалюк А. В., Лидер В. А.* Геологическая карта Полярного Урала масштаба 1:200 000, лист Q-42-VII. Отчет по работам Собинской партии № 3 за 1953 г. – Свердловск, 1954.

410. *Цымбалюк А. В., Литовченко Н. И., Юсупов А. А.* и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 листов Q-42-13-B,Г и южной части Q-42-13-A,Б. Полярный Урал. Отчет Лонгот-Юганской геологосъемочной партии по работам 1959 г. – Салехард, 1961.

411. *Чепкасов В. А., Эрвье Ю. Ю., Ефимов Г. Г.* и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 листов Q-42-26-B,Г и Q-42-38-A,Б. Полярный Урал. Отчет по работам Лапта-Юганской партии за 1959–1960 гг. – Салехард, 1960.

412. *Черепанов Ю. П., Алексеева Т. П.* и др. Геологическое строение Нижнего Прииртышья. Отчет Зауральской геологосъемочной партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 листов O-41-V, XII, XVIII, XXXVI; O-42-I–XIV, XVI–XVIII, XXIII, P-42-XXXI–XXXIII и геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов P-42-XXXIV–XXXVI. – Тюмень, ФБУ ТФГИ по УРФО, 1983.

413. *Черепанов Ю. П., Генералов П. П.* и др. Изучение опорных разрезов новейших отложений бассейна Сев. Сосьвы и Белогорского Приобья с целью составления схемы стратиграфии. – Тюмень, ТФИ, 1973.

414. *Шевченко И. А., Некрасов Б. П., Афанасьев В. Л.* и др. Отчет по составлению геологической интерпретации результатов дешифрирования материалов дистанционных съемок масштаба 1:200 000 Приполярного Урала с выборочной наземной проверкой отдельных объектов, перспективных для поисков горного хрусталя и камнесамоцветного сырья. Листы Q-40-XXXIX, XXII, XXX, XXXVI, XII, XI, XVI, XVII, XIX, XX, XXI; Q-42-I, II, VII (часть) Тюменская область и Коми АССР (1979–1984 гг.). Аэрогеология, 1984.

415. *Шишкин М. А., Молчанова Е. В.* Прогнозно-минерагеническая карта Полярного Урала масштаба 1:500 000. Пояснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.

416. *Шурыгин В. Н.* Мониторинг цифровых материалов по геологическому строению, минерально-сырьевым ресурсам, состоянию и использованию недр РФ для решения проблем недропользования федерального и территориального уровней по Уральско-Европейскому региону. – СПб., ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007.

417. *Эрвье Ю. Ю., Кривочин В. Г., Бабушкин Л. А.* и др. Результаты специализированной геологической съемки масштаба 1:50 000 и поисковых работ на северном окончании

осевой части Полярного Урала // Отчет по работам Мало-Щучьинской, Оченырдыской, Сянгурской и Пионерской партий за 1963–1967 гг. Листы R-42-121-Г-133; 134-А,В; R-144-Г; Q-42-1-Б,В-б, Г-а,б. Тюмень, Тюменьгеологоразведка, 1968.

418. *Эрвье Ю. Ю., Эрвье Л. Л.* Результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 листов Q-41–36-Б-б,г; Q-42-25-А,Б и Q-42–26-А. Полярный Урал. Отчет по работам Верхнехарьбейской ГСП за 1960–1963 гг. Тюмень, 1964.

419. *Яцук В. И.* Сбор и изучение имеющихся материалов по Сосьвинско-Салехардскому угленосному бассейну с предварительным их обобщением. (Часть 1 темы: 666). Ханты-Мансийский и Ямало-Ненецкий АО. Листы P-42; Q-41-42; P-41. Воркута, Объединение «Северуралгеология», 1976.

**Указатель месторождений, проявлений, пунктов минерализации и шлиховых потоков полезных ископаемых, показанных на картах ПИ и КЧО**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
Нефть				
V-6-4	Нефть	ММ/Р	Лонгъюганское	Госбаланс, углеводороды, 2012 г.
V-6-5	Нефть	ММ/Э	Пальниковское	Госбаланс, углеводороды, 2012 г.
VI-5-6	Нефть	ММ/Э	Южно-Хулымское	Госбаланс, углеводороды, 2012 г.
VI-6-1	Нефть	МС/Э	Среднехулымское	Госбаланс, углеводороды, 2012 г.
Нефть и газоконденсат				
III-6-2	Нефть и газоконденсат	МК/Р	Ярудейское	Госбаланс, углеводороды, 2012 г.
Газ горючий				
VI-2-11	Газ горючий	ММ/З	Северо-Казымское	Госбаланс, углеводороды, 2012 г.
Уголь бурый				
I-3-19	Уголь бурый	П	Щучьинское	[320]
I-2-10	Уголь бурый	П	Нядаяхинское	[320]
I-2-32	Уголь бурый	П	Лаборовское	[320]
II-1-107	Уголь бурый	П	Ханмейское	[320]
II-1-115	Уголь бурый	П	Обское	[320]
Горючие сланцы				
I-2-30	Горючие сланцы	П		[141]
Торф				
III-1-8*	Торф	ММ/З**	Малое Салехардское	[237]
II-3-1*	Торф	П	Реликтовый торфяник	[237]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
II-5-1*	Торф	П	Хадьта, р.	[237]
II-5-2*	Торф	П	Соровое	[237]
II-5-3*	Торф	П	Ярсалинское	[237]
II-5-4*	Торф	П	Бугристое	[237]
III-1-6*	Торф	П	Среднесалехардское	[237]
III-1-9*	Торф	П	Большое Салехардское	[237]
III-2-2*	Торф	П	Озерное	[237]
III-2-3*	Торф	П	Под поселком	[237]
III-2-4*	Торф	П	Колхоз «20 лет Октября»	[237]
III-2-5*	Торф	П	Лесное	[237]
III-2-8*	Торф	П	Полуйское	[237]
III-6-1*	Торф	П	Озерное	[237]
III-6-3*	Торф	П	Песчаное	[237]
III-6-4*	Торф	П	Прибрежное	[237]
III-6-5*	Торф	П	Холмистое	[237]
III-6-6*	Торф	П	Шугинское	[237]
V-6-3*	Торф	П	Халдыа	[237]
VI-5-8*	Торф	П	Хурь-Юган	[237]

**МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ****Черные металлы**

## Железо

I-2-44	Железо	МС/Р	Юньягинское	[302]
I-1-67	Железо	П	Немурюганское	[311]
I-2-21	Железо	П	Хоймпэйское	[302]
I-2-26	Железо	П	Харампэйское	[383, 389]
I-2-35	Железо	П	Вылкатинское	[302]
I-2-38	Железо	П	Северо-Тальбейское	[302]
I-2-41	Железо	П	Ямтинское	[337]
I-2-42	Железо	П	Речное	[302]
I-2-43	Железо	П	Дорожное	[341]
I-2-45	Железо	П	Новое	[302]
I-2-46	Железо	П	Отдельное	[337]
I-2-47	Железо	П	Усть-Харутское	[302]
I-3-10	Железо	П	Сибилейское	[302]
I-3-12	Железо	П	Неруцьяхинское	[302]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
I-3-21	Железо	П	Пясавейское	[302]
II-1-87	Железо	П	Няровеченское	[381]
II-1-95	Железо	П	Обское	[286]
II-1-104	Железо	П	Невидимка	[328]
II-2-1	Железо	П	Южно-Дорожное	[381, 385]
II-2-2	Железо	П	Крайнее	[282]
II-2-4	Железо	П	Харутское	[68]
II-2-5	Железо	П	Овальное	[302]
II-2-6	Железо	П	Угловое	[381]
II-2-9	Железо	П	Озерное	[381]
II-2-13	Железо	П	Болотное	[381]
II-2-23	Железо	П	Костальбейское	[282, 392]
I-1-29	Железо	ПМ	Красный Урал	[311]
I-1-32	Железо	ПМ	Красный Урал	[311]
I-2-25	Железо	ПМ	Оз. Харампэто	[282]
II-2-3	Железо	ПМ	Река Большая Харута	[282]
II-2-7	Железо	ПМ	Река Лонготъёган	[282]
Марганец				
I-1-72	Марганец	П	Река Крестовая	[380]
I-1-26	Марганец	ПМ	Руч. Поетарка	[282]
I-2-24	Марганец	ПМ	Гердъизшорское	[282, 377]
Хром				
I-1-45	Хром	П	Няропэ	[282]
I-1-60	Хром	П	Сэр Гай	[282]
I-1-61	Хром	П	Хадатинское	[85]
I-1-62	Хром	П	Пэлянг	[282]
I-1-64	Хром	П	Малохадатинское-II	[282]
I-1-71	Хром	П	Еснгытарска	[282]
I-1-82	Хром	П	Южное-2/1	[282]
II-1-10	Хром	П	Харчерузское-II	[386]
II-1-11	Хром	П	Харчерузское-III	[386]
II-1-16	Хром	П	Харчерузское-IV	[386]
II-1-17	Хром	П	Харчерузское-V	[386]
II-1-82	Хром	ПМ	Харматюшорское	[386]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
<b>Т и т а н</b>				
II-1-80	Титан (росс.)	РММ**	Париквасьшорское	[411]
I-1-70	Титан	П	Маруншорское	[373]
I-1-38	Титан	ПМ	Гора Марун-Кеу	[311]
II-1-43	Титан	ПМ	Река Малый Харбей,	[381]
II-1-50	Титан	ПМ	Река Малый Ханмей	[66]
II-1-51	Титан	ПМ	Высота 1324 м	[381]
II-1-54	Титан	ПМ	Река Малый Ханмей	[381]
II-1-60	Титан	ПМ	Река Малый Ханмей	[66]
II-1-66	Титан	ПМ	Река Большой Ханмей	[411]
II-1-88	Титан	ПМ	Река Харбей	[381]
II-2-15	Титан	ПМ	Река Лонгот-Юган	[381]
II-2-30	Титан	ПМ	Река Лонгот-Юган	[282]
<b>Т и т а н , ц и р к о н и й</b>				
III-1-4*	Титан, цирконий	РММ**	Салехардское	[79, 294]
I-2-34*	Титан, цирконий	ПМ	Оз. Вылнато, скв. 4К	Авторские
I-2-40*	Титан, цирконий	ПМ	Верховье р. Халатальбей, скв. 5К	Авторские
II-2-36*	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Малая Обь	Авторские
III-1-12*	Титан, цирконий	ПМ	Река Дзелаю (Валях, 1967), скв. 14	Авторские
III-1-13*	Титан, цирконий	ПМ	Река Собтыеган, Валях, 1967. скв. 8	Авторские
III-2-6*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй, т.н. 82	Авторские
III-2-7*	Титан, цирконий	ПМ	Оз. Орьяхлор (Валях, 1967), скв. 13	Авторские
III-3-1*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй, т.н. 81	Авторские
III-3-2*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
III-3-3*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
III-3-4*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
III-3-5*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
III-3-6*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
III-3-7*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
III-3-8*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-1-1*	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Мелексим, Валях, 1967	Авторские

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
IV-1-2*	Титан, цирконий	ПМ	Питлярское, скв. 6	Авторские
IV-1-3*	Титан, цирконий	ПМ	Питлярское, скв. 5	Авторские
IV-2-1*	Титан, цирконий	ПМ	Река Собтыеган, Валях, 1967	Авторские
IV-2-2*	Титан, цирконий	ПМ	Верховья р. Питляр, Валях, 1967	Авторские
IV-3-1*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-3-2*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-3-3*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-3-4*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-3-5*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-3-6*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-3-7*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй	Авторские
IV-4-2*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй, т.н. 48	Авторские
IV-4-3*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй, т.н. 46	Авторские
IV-4-4*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй, т.н. 45	Авторские
V-2-1*	Титан, цирконий	ПМ	Логасъеганское, скв. 25	Авторские
V-2-2*	Титан, цирконий	ПМ	Т.н. 341 (Валях, 1967)	Авторские
V-2-3*	Титан, цирконий	ПМ	Река Куноват, скв. 29 (Валях, 1967)	Авторские
V-4-1*	Титан, цирконий	ПМ	Река Полуй, т.н. 40	Авторские
V-5-2*	Титан, цирконий	ПМ	Река Хейгияха, т.н. 116	Авторские
V-5-4*	Титан, цирконий	ПМ	Река Хейгияха, т.н. 28	Авторские
V-6-2*	Титан, цирконий	ПМ	Река Хейгияха, т.н. 112	Авторские
VI-1-1*	Титан, цирконий	ПМ	Река Сэсынъеган, Валях, 1967, скв. 38	Авторские
VI-2-2*	Титан, цирконий	ПМ	Зажимчарское, скв. 35	Авторские
VI-2-3*	Титан, цирконий	ПМ	Зажимчарское, скв. 36	Авторские
VI-2-5*	Титан, цирконий	ПМ	Река Тоитъеган, скв. 34 Валях, 1967	Авторские
VI-5-1*	Титан, цирконий	ПМ	Река Хейгияха, т.н. 23	Авторские
VI-5-4*	Титан, цирконий	ПМ	Хейгияхское, т.н. 13	Авторские
VI-5-5*	Титан, цирконий	ПМ	Хейгияхское, т.н. 14	Авторские
VI-6-3*	Титан, цирконий	ПМ	Река Хейгияха, т.н. 22	Авторские
VI-6-5*	Титан, цирконий	ПМ	Река Нагоръеган, т.н. 1	Авторские
VI-6-6*	Титан, цирконий	ПМ	Левохеттинское, т.н. 115	Авторские
VI-6-7*	Титан, цирконий	ПМ	Левохеттинское, т.н. 103	Авторские

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
VI-6-9*	Титан, цирконий	ПМ	Левохеттинское, т.н. 105	Авторские
VI-6-10*	Титан, цирконий	ПМ	Левохеттинское, т.н. 106	Авторские
<b>Цветные металлы</b>				
М е д ь				
I-1-4	Медь	П	Баритовое	[311]
I-1-8	Медь	П	Малахитовое	[64]
I-1-17	Медь	П	Лаптаяхинское	[377]
I-1-25	Медь	П	Усватинское	[311]
I-2-20	Медь	П	Прибрежное	[282]
I-1-7	Медь	ПМ	Оз. Большое Щучье	[64]
I-1-18	Медь	ПМ	Оз. Малое Щучье	[311]
I-1-27	Медь	ПМ	Без названия	[311]
I-2-23	Медь	ПМ	Гердъизское	[311]
I-3-1	Медь	ПМ	Яля-Пэ	[301]
I-3-4	Медь	ПМ	Река Ензор-Яха	[302]
I-3-16	Медь	ПМ	Река Нганораха-Яха	[302]
II-1-3	Медь	ПМ	Медный, руч.	[66]
II-1-34	Медь	ПМ	Ступеньчатый	[66]
II-1-42	Медь	ПМ	Каскадный	[66]
II-1-52	Медь	ПМ	Малохарбейское	[340]
II-1-53	Медь	ПМ	Река Малый Ханмей	[381]
II-1-93	Медь	ПМ	Евьеганское	[328]
II-1-94	Медь	ПМ	Река Евьюган	[385]
II-1-97	Медь	ПМ	Малоханмейское	[328]
II-2-10	Медь	ПМ	Уч. Ольховый-1	[282]
II-2-11	Медь	ПМ	Уч. Ольховый-2	[282]
II-2-12	Медь	ПМ	Уч. Ольховый-3	[282]
II-2-26	Медь	ПМ	Река Лонготъеган	[282]
II-2-33	Медь	ПМ	Руч. Нядэеган	[282]
С в и н е ц , ц и н к				
I-1-2	Свинец, цинк	П	Южное	[311]
I-1-9	Свинец, цинк	П	Орангское	[311]
I-1-10	Свинец, цинк	П	Орангьюганское	[311]
II-1-4	Свинец, цинк	П	Руч. Медный	[335]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
II-1-19	Свинец, цинк	П	Руч. Мраморный	[282]
II-1-29	Свинец, цинк	П	Свинцовое	[335]
II-1-40	Свинец, цинк	П	Река Бадьяёган	[67]
I-1-19	Свинец, цинк	ПМ	Без названия	[311]
I-1-23	Свинец, цинк	ПМ	Оз. Усваты	[311]
I-1-34	Свинец, цинк	ПМ	Руч. Трудный	[373]
I-2-8	Свинец, цинк	ПМ	Егоркашорское	[311]
II-1-1	Свинец, цинк	ПМ	Верховья р. Лонготъёган	[66]
II-1-21	Свинец, цинк	ПМ	Руч. Чегарева	[67]
II-1-22	Свинец, цинк	ПМ	Руч. Молибденитовый	[311]
С в и н е ц , м е д ь , ц и н к				
I-1-11	Свинец, медь, цинк	П	Байдаратское	[351]
I-1-13	Свинец, медь, цинк	П	Малотальбейское	[362]
I-2-1	Свинец, медь, цинк	ПМ	Егоркинское	[311]
М о л и б д е н				
II-1-32	Молибден	ММ/З**	Харбейское	[384, 385]
I-1-43	Молибден	П	Сальгальбинское	[311]
I-1-66	Молибден	П	Немурюганское-II	[311]
I-1-88	Молибден	П	Лонготьюганское-I	[191]
II-1-31	Молибден	П	Бадьяеганское	[67]
I-1-31	Молибден	ПМ	Без названия	[311]
II-1-2	Молибден	ПМ	Верховья р. Харбей	[66]
II-1-33	Молибден	ПМ	Руч. Ступенчатый	[66]
II-1-49	Молибден	ПМ	Река Большой Харбей	[381]
II-1-83	Молибден	ПМ	Ягодный	[67]
II-2-14	Молибден	ПМ	Тальбейшорское	[71]
II-2-16	Молибден	ПМ	Руч. Тальбейшор	[282]
II-2-18	Молибден	ПМ	Река Лонготъёган	[389]
II-2-20	Молибден	ПМ	Река Лонготъёган	[282]
II-2-21	Молибден	ПМ	Руч. Молибденитовый	[67]
II-2-22	Молибден	ПМ	Руч. Молибденитовый	[381]
II-2-24	Молибден	ПМ	Река Лонготъёган	[389]
II-2-27	Молибден	ПМ	Руч. Костальбей	[282]
II-2-29	Молибден	ПМ	Руч. Костальбей	[381]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
<b>А л ю м и н и й</b>				
I-2-28	Алюминий	П	Лаборовское	[302]
I-3-6	Алюминий	П	Ензорское	[301]
I-3-11	Алюминий	П	Неруцьяхинское	[302]
I-3-13	Алюминий	П	Хохорейское	[302]
II-1-100	Алюминий	П	Тоупугольское	[328]
I-3-2	Алюминий	ПМ	Река Ензор-Седа	[301]
I-3-3	Алюминий	ПМ	Река Ензор-Яха	[301]
I-3-14	Алюминий	ПМ	Река Нюня-Тане	[302]
I-3-17	Алюминий	ПМ	Река Нганораха-Яха	[301]
I-3-18	Алюминий	ПМ	Река Щучья	[301]
<b>Р т у т ь</b>				
I-2-39	Ртуть	П	Тальбейское	[302]
I-3-15	Ртуть	ПМ	Верхнещучинское	[381]
<b>М ы ш ь я к , м о л и б д е н , з о л о т о</b>				
II-1-84	Мышьяк, молибден, золото	П	Реальгаровое	[344]
<b>Р е д к и е м е т а л л ы , р а с с е я н н ы е и р е д к о з е м е л ь н ы е э л е м е н т ы</b>				
<b>Б е р и л л и й</b>				
I-1-37	Бериллий	П	Трудное	[311]
I-1-86	Бериллий	П	Орлиное	[282]
I-1-28	Бериллий	ПМ	Дикий, руч.	[373]
I-1-30	Бериллий	ПМ	Сальтальбинский	[311]
<b>Т а н т а л , н и о б и й</b>				
I-1-76	Тантал, ниобий	МК/З**	Тайкеуское	[67]
I-1-73	Тантал, ниобий	МС/З**	Усть-Мраморное	[67]
I-1-87	Тантал, ниобий	МС/З**	Лонготьюганское	[67]
I-1-42	Тантал, ниобий	П	Бурное	[311]
I-1-84	Тантал, ниобий	П	Крестовое	[311]
I-1-85	Тантал, ниобий	П	Немурюганское-I	[311]
II-1-9	Тантал, ниобий	ПМ	Каровый, руч.	[381]
II-1-48	Тантал, ниобий	ПМ	Без названия	[411]
II-1-56	Тантал, ниобий	ПМ	Без названия	[411]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
II-1-57	Тантал, ниобий	ПМ	Без названия	[411]
II-1-77	Тантал, ниобий	ПМ	Руч. Одинокий	[381]
<b>Редкие земли</b>				
I-1-36	Редкие земли	П	Трудновское	[311]
II-2-19	Редкие земли	П	Яршорское	[282]
I-1-57	Редкие земли	ПМ	Без названия	[311]
I-2-19	Редкие земли	ПМ	Без названия	[282]
II-1-65	Редкие земли	ПМ	Река Харбей	[411]
II-1-74	Редкие земли	ПМ	Руч. Харматюшор	[411]
<b>Благородные металлы</b>				
<b>Золото</b>				
II-1-113	Золото	МС/Э	Петропавловское	[286]
II-2-25	Золото (росс.)	ММ/З**	Лонготьюганское	[349]
I-1-54	Золото	П	Мраморный Замок	[380]
I-1-65	Золото	П	Черничное	[380]
I-1-75	Золото	П	Лабиринт	[380]
I-1-83	Золото	П	Второй Крестовый	[380]
II-1-24	Золото	П	Подходящий	[397]
II-1-36	Золото	П	Приозёрный	[397]
II-1-37	Золото	П	Грибной	[397]
II-1-44	Золото	П	Яршорский	[397]
II-1-98	Золото	П	Ханмейшорское	[286]
II-1-99	Золото	П	Карьерное	[286]
II-1-106	Золото	П	Караченцева	[286]
I-1-5	Золото	ПМ	Шентошорское 2	[351]
I-1-6	Золото	ПМ	Шентошорское 1	[351]
I-1-12	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-1-14	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-1-35	Золото	ПМ	Конгломератовое	[311]
I-1-55	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-1-68	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-1-74	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-1-79	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-1-91	Золото	ПМ	Руч. Ярейсоим	[67]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
I-2-2	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-2-4	Золото	ПМ	Без названия	[311]
I-2-22	Золото	ПМ	Река Няда-Яха	[302]
II-1-14	Золото	ПМ	Оз. Подгорное	[325]
II-1-15	Золото	ПМ	Оз. Подгорное	[325]
II-1-25	Золото	ПМ	Река Лонготъёган	[397]
II-1-30	Золото	ПМ	Верховья р. Лаптаёган	[397]
II-1-39	Золото	ПМ	Оз. Подгорное	[325]
II-1-45	Золото	ПМ	Верховья руч. Яршор	[397]
II-1-47	Золото	ПМ	Верховья руч. Яршор	[397]
II-1-61	Золото	ПМ	Река Малый Ханмей	[67]
II-1-64	Золото	ПМ	Руч. Парноеган	[66]
II-1-73	Золото	ПМ	Река Лаптаёган	[397]
II-2-17	Золото	ПМ	Руч. Яршор	[397]
I-1-1	Золото	ШП	Река Сангарейтосе	[311]
I-1-16	Золото	ШП	Река Лаптаяха	[311]
I-1-20	Золото	ШП	Река Большая Щучья	[311]
I-1-21	Золото	ШП	Река Большая Щучья	[311]
I-1-47	Золото	ШП	Верховье р. Большая Хадата	[311]
I-1-77	Золото	ШП	Руч. Мраморный	[311]
I-1-78	Золото	ШП	Река Бадъяёган	[311]
I-1-81	Золото	ШП	Река Немуреган	[311]
I-2-5	Золото	ШП	Река Байдарата	[311]
I-2-6	Золото	ШП	Река Байдарата	[311]
I-2-7	Золото	ШП	Река Байдарата	[302]
I-2-9	Золото	ШП	Река Байдарата	[311]
I-2-15	Золото	ШП	Река Ямбейяха	[311]
I-2-16	Золото	ШП	Река Няда-Яха	[302]
I-2-31	Золото	ШП	Река Большая Хадата	[282]
II-1-7	Золото	ШП	Река Лонготъёган	[397]
II-1-8	Золото	ШП	Река Лонготъёган	[397]
II-1-46	Золото	ШП	Руч. Яршор	[397]
II-1-58	Золото	ШП	Река Лаптаёган	[367, 411]
II-1-75	Золото	ШП	Река Малый Ханмей	[349, 367]
II-1-86	Золото	ШП	Река Евъёган	[397]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
II-1-89	Золото	ШП	Река Большой Харбей	[67]
II-1-92	Золото	ШП	Река Большой Ханмей	[397]
II-1-111	Золото	ШП	Река Малый Ханмей	[397]
II-2-8	Золото	ШП	Река Большая Харута	[72]
II-2-28	Золото	ШП	Руч. Костальбей	[282]
II-2-31	Золото	ШП	Река Малый Сандибей	[282]
II-2-32	Золото	ШП	Река Малый Сандибей	[282]
II-2-34	Золото	ШП	Река Нядэган	[282]
<b>Золото, железо</b>				
II-1-105	Золото, железо	МС/Э	Новогоднее-Монто	[381, 385]
II-1-101	Золото, железо	П	Аномальное	[286]
II-1-112	Золото, железо	П	Тоупугольское	[286]
<b>Платина и платиноиды</b>				
I-1-63	Платина, платиноиды	ПМ	Без названия	[67, 266, 268]
I-2-33	Платина, платиноиды	ПМ	Без названия	[67, 266, 268]
<b>Радиоактивные элементы</b>				
<b>Уран</b>				
I-1-46	Уран	П	Долгожданное	[377]
I-3-20	Уран	П	Щучинское	[34]
II-1-5	Уран	П	Сезонное	[327]
II-1-20	Уран	П	Базисное	[327]
II-1-27	Уран	П	Водопадное	[327]
II-1-41	Уран	П	Ново-Харбейское	[327]
I-1-22	Уран	ПМ	Лаптаяхинское	[311]
II-1-28	Уран	ПМ	Озерное	[327]
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Оптические материалы</b>				
<b>Кварц оптический</b>				
I-1-33	Кварц оптический	ПМ	1134,0 м, высота	[373]
I-1-52	Кварц оптический	ПМ	Без названия	[311]
II-1-59	Кварц оптический	ПМ	руч. Яршор	

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
<b>Флюорит оптический</b>				
I-3-8	Флюорит оптический	П	Пэлянгтарка, р.	[302]
I-3-9	Флюорит оптический	П	Сибилесе, р.	[71]
<b>Минеральные удобрения</b>				
<b>Фосфатные</b>				
<b>Апатит</b>				
I-1-15	Апатит	ПМ	Без названия	[311]
I-2-11	Апатит	ПМ	Без названия	[311]
I-2-12	Апатит	ПМ	Без названия	[311]
I-2-17	Апатит	ПМ	Без названия	[311]
<b>Фосфорит</b>				
I-1-24	Фосфорит	ПМ		[311]
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>				
<b>Кварц керамический</b>				
II-1-68	Кварц	ПМ	Без названия	[411]
II-1-85	Кварц	ПМ	Без названия	[411]
<b>Пегматит керамический</b>				
II-1-67	Пегматит керамический	ПМ	Без названия	[411]
<b>Кианит</b>				
I-1-69	Кианит	ПМ	Оз. Ингилор	[311]
II-1-70	Кианит	ПМ	Руч. Париквась-Шор	[381]
II-1-79	Кианит	ПМ	Харбей, р.	[381]
II-1-78	Кианит	ПМ	Река Большая Няровеча	[381]
<b>Дунит огнеупорный</b>				
II-1-12	Дунит огнеупорный	П	Массив Сьумкеу	[386]
<b>Абразивные материалы</b>				
<b>Гранат</b>				
I-1-56	Гранат	П	Гора Володякеу	[381]
I-2-18	Гранат	ПМ	Река Красный Урал	[385]
II-1-35	Гранат	ПМ	Руч. Володяюган	[381]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
II-1-62	Гранат	ПМ	Реки Малый и Большой Харбей	[381]
II-1-69	Гранат	ПМ	Река Харбей	[411]
Диатомит, трепел, опока				
IV-5-1	Диатомит, трепел, опока	П	Верховья р. Малая Хойяха	[372, 280]
IV-5-2	Диатомит, трепел, опока	П	Верховья р. Ярудей	[372, 280]
VI-1-2	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Хататломсоим	[372]
VI-1-3	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Хататломсоим	[372]
VI-1-4	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Хататломсоим	[372]
VI-1-5	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Хататломсоим	[372]
VI-1-6	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Хататломсоим	[372]
VI-1-7	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Хататломсоим	[372]
VI-1-8	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Хататломсоим	[372]
VI-2-6	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Ун-Хораеган	[372]
VI-2-7	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Ун-Хораеган	[372]
VI-2-8	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Ун-Хораеган	[372]
VI-2-9	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Ун-Хораеган	[372]
VI-2-10	Диатомит, трепел, опока	ПМ	Верховье р. Ун-Хораеган	[372]
<b>Горнотехническое сырье</b>				
Асбест хризотилловый				
II-1-18	Асбест хризотилловый	П	Мрачное	[66]
I-2-36	Асбест хризотилловый	ПМ	Без названия	[282]
I-2-37	Асбест хризотилловый	ПМ	Без названия	[282]
II-1-6	Асбест хризотилловый	ПМ	Без названия	[64]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
II-1-55	Асбест хризотилковый	ПМ	Без названия	[381]
II-1-76	Асбест хризотилковый	ПМ	Река Малый Ханмей	[300]
II-1-90	Асбест хризотилковый	ПМ	Река Большой Харбей	[71]
<b>А с б е с т а м ф и б о л о в ы й</b>				
I-1-39	Асбест амфиболовый	ПМ	Ольховый, руч.	[67]
I-1-40	Асбест амфиболовый	ПМ	Без названия	[311]
I-1-41	Асбест амфиболовый	ПМ	Без названия	[311]
I-1-90	Асбест амфиболовый	ПМ	Без названия	[282]
II-1-71	Асбест амфиболовый	ПМ	Без названия	[411]
<b>М у с к о в и т</b>				
I-1-80	Мусковит	ММ/З**	Володякеуское	[64]
<b>Т а л ь к</b>				
II-1-13	Тальк	П	Река Харчерузь	[386]
I-2-3	Тальк	ПМ	Река Малая Хуута	[373]
I-2-63	Тальк	ПМ	Руч. Кузь-Шор	[381]
<b>Г р а ф и т</b>				
I-1-48	Графит	ПМ	Руч. Обещающий	[71]
I-1-53	Графит	ПМ	Река Гэна-Хадата	[381]
I-2-14	Графит	ПМ	Река Пэдарта	[385]
II-1-23	Графит	ПМ	Руч. Молибденитовый	[71]
II-1-72	Графит	ПМ	Река Лаптаёган	[411]
<b>Ц е о л и т ы</b>				
I-2-29	Цеолит	П	Наунпэйское	[302]
I-2-13	Цеолит	ПМ	Река Нядояха	[302]
<b>Д р а г о ц е н н ы е и п о д е л о ч н ы е к а м н и</b>				
<b>Д е м а н т о и д ы</b>				
I-1-59	Демантоиды	П	Скальное	[311]
<b>Ж а д е и т</b>				
I-1-44	Жадеит	МС/З	Пусьерка	[323]
I-1-49	Жадеит	П	Южно-Хадатинское-1	[282]
I-1-50	Жадеит	П	Южно-Хадатинское-2	[282]
II-1-38	Жадеит	ПМ	Гора Яркеу	[282]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
<b>Л а з у л и т</b>				
I-1-89	Лазулит	П	Лазулитовое	[311]
<b>А г а т ы</b>				
II-1-81	Агат	ММ/З**	Ягодное	[285]
<b>Э к л о г и т</b>				
I-1-58	Эклогит	П	Володякеуское	[311]
<b>В е б с т е р и т</b>				
I-1-51	Вебстерит	П	Нюдатарское	[282]
<b>Строительные материалы</b>				
<b>Магматические породы</b>				
<b>Кислые интрузивные породы</b>				
II-1-26	Гранит	ММ/З**	Харбейское	[98]
<b>Основные и ультра-основные породы</b>				
II-1-102	Габбро	МК/З**	Невидимка	[351]
<b>Э ф ф у з и в н ы е п о р о д ы</b>				
I-3-5	Андезибазальты	ММ/З**	Ензорское I	[368]
I-3-7	Андезибазальты	ММ/З**	Нганотояхинское	[368]
II-1-103	Андезибазальты	ММ/З**	Матпугольское	[368]
II-1-110	Андезибазальты	ММ/З**	Нягарпугольское	[368]
<b>К а р б о н а т н ы е п о р о д ы</b>				
<b>Известняк</b>				
II-1-96	Известняк	МК/Э**	Новогодненское	[363]
<b>Мраморизованные известняки и мраморы</b>				
I-2-27	Мраморизованные известняки	МК/З**	Янганапэйское	[368]
<b>Глинистые породы</b>				
<b>Глины кирпичные</b>				
II-1-117*	Глины кирпичные	ММ/З**	Ханмейское	[336]
<b>Глины керамзитовые</b>				
III-1-10*	Глины керамзитовые	ММ/З**	Горно-Князевское	[336]

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
<b>Обломочные породы</b>				
Песчано-гравийный материал				
II-1-118*	Песчано-гравийный материал	ММ/Э	Долинное	[336]
II-2-35*	Песчано-Гравийный материал	ММ/Э	Сандибейское	[336]
III-1-11*	Песчано-гравийный материал	МК/З	Катравожское	[336]
Песок строительный				
II-1-108*	Песок строительный	ММ/З	Харбейское	[336]
II-1-109*	Песок строительный	ММ/Э	Морошка	[336]
II-1-114*	Песок строительный	МК/Э	Овражное	[336]
II-1-116*	Песок строительный	МК/Э	Междуреченское	[336]
II-3-2*	Песок строительный	МК/Э	Ямбургское	[336]
III-1-5*	Песок строительный	ММ/З	Вась-Юганское	[336]
III-2-1*	Песок строительный	МС/З	Ямбур-Нельское	[336]
III-5-1*	Песок строительный	ММ/З	Кутопьюганское-2	[336]
III-5-2*	Песок строительный	МС/З	Кутопьюганское-1	[336]
IV-4-1*	Песок строительный	МК/З	Верхнеполуйское	[336]
IV-6-2*	Песок строительный	МК/З	Ярудейское	[336]
V-6-1*	Песок строительный	МК/З	Хейги-Яхинское	[336]
VI-2-1*	Песок строительный	МС/З	Куноватское	[336]
VI-2-4*	Песок строительный	ММ/З	Хора-Юганское	[336]
VI-5-2*	Песок строительный	МК/З	Пайское	[336]
VI-5-3*	Песок строительный	МК/З	Курьюхское	[336]
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ</b>				
<b>Минеральные промышленные</b>				
Йодные воды				
IV-6-1	Йодные воды	П	Ярудейская площадь, скв. 2Я	Дело скважины
IV-6-3	Йодные воды	П	Хейгинская площадь, скв. 1	Дело скважины
V-5-3	Йодные воды	П	Северо-Лак-Юганская площадь, скв. 101	Дело скважины
VI-5-7	Йодные воды	П	Южно-Хулымская площадь, скв. 70ЮХ	Дело скважины

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид и ранг объекта	Название объекта или географическая привязка объекта	Источник сведений
VI-6-2	Йодные воды	П	Средне-Хулымская площадь скв. 52СХ	Дело скважины
<b>Питьевые воды</b>				
Пресные				
I-1-3*	Пресные	ММ/З	Щучинское	Госбаланс
III-1-1*	Пресные	ММ/З	Карантинное	Госбаланс
III-1-2*	Пресные	ММ/З	Вырчикское	Госбаланс
III-1-3*	Пресные	ММ/З	Салехардское I	Госбаланс
III-1-7*	Пресные	ММ/Э	Полуйское	Госбаланс
V-5-1*	Пресные	ММ/Э	Лонгюганское	Госбаланс
VI-6-8*	Пресные	ММ/Э	Приозерное	Госбаланс
Технические				
VI-6-4	Технические солоноватые	ММ/Э	Средне-Хулымское	Госбаланс

Принятые сокращения. Месторождения: коренные и россыпные (росс.): МК – крупные, МС – средние, ММ – малые; П – проявления коренные; ПМ – пункты минерализации; ШП – шлиховые потоки.

Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые, З – законсервированные, Р – разведываемые.

\* – Полезные ископаемые показаны на карте полезных ископаемых и на карте плиоцен-четвертичных образований.

\*\* – Месторождения, не стоящие на балансе.

**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений**

№ п/п	Название, ранг объекта и индекс подразделения	Вид полезного ископаемого	Площадь объекта, км <sup>2</sup>	Запасы категории (А, В и С)		С, А+В+С	Прогнозные ресурсы, Р			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Источники информации
				А+В+С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>			
<b>Урало-Новоземельский минерагенический пояс</b>												
Верхнекарско-Елецкая бокситоносная медно-цинково-свинцоворудная минерагеническая зона (1 Pb,Zn,Cu (Al)/С <sub>3</sub> -С <sub>2</sub> )												
1	Саурейский цинково-медно-свинцоворудный узел (1.0.1 Pb,Cu,Zn/O)	Pb	115						125		125	[204, 344] УПР МПР РФ по ЯНАО (протокол № 2/02 от 31.10.2002 г.) [367]
		Cu						32,5		32,5		
		Zn						12,5		12,5		
		ba						0,25		0,25		
Харбейско-Марункеуская золото-полиметаллически-редкометалльнорудная минерагеническая зона (4 R,Zn,Pb,Au/RF <sub>2</sub> -С, Р-Т)												
2	Хуутинско-Байдарацкий платино-золоторудный узел потенциальный (4.0.1 Au,Pt/RF <sub>3</sub> -С,МZ)	Au	66	-	-	-	-	-	22	-	22	[68]
3	Харбейский ураново-вольфрамово-молибденоворудный узел (4.1.2 Mo, W,U)	Au	140	-	-	-	-	-	5,5	-	5,5	[68]
4	Яркеуский золоторудный узел потенциальный (4.1.3 Au)	Au	217	-	-	-	-	-	22	-	22	[68]
5	Парноеганский золоторудный узел потенциальный (4.1.4 Au)	Au	98	-	-	-	-	-	14	-	14	[68]
6	Лаптоеганско-Костальбейская золото-редкометалльно-молибденоворудная зона потенциальная (4.1.5 Mo, R, Au)	Au	266	-	-	-	-	-	21	-	21	[68]

Райизско-Войкарская железо-медно-хромоворудная минерагеническая зона (5 Cr,Cu,Fe/O-C <sub>1</sub> )												
7	Тоупугол-Ханмейшорский (Новогодненский) железо-золоторудный узел (5.0.1 Au, Fe)	Au	97	13,789	16,342	30,131	38,5	78	25	–	171,631	Au (P <sub>1</sub> , P <sub>2</sub> ), ВИМС, 2010; Fe (P <sub>1</sub> , P <sub>2</sub> , P <sub>3</sub> ); ВИМС, 2006; Fe (P <sub>3</sub> ), Al, Au (P <sub>3</sub> ), Ag(C <sub>2</sub> ) – [367] Балансы (2011 г.)
		Fe		–	–	–	18	70	23,65	–	111,65	
		Al		–	–	–	–	–	5	–	5	
		Ag		–	14,7	14,7	–	–	–	–	14,7	
Щучинская бокситоносная медно-хромово-железородная минерагеническая зона (6 Fe,Cr,Cu(Al)/O-C <sub>1</sub> , T <sub>3</sub> -J <sub>2</sub> )												
8	Сыумкеуский платиноидно-хромоворудный узел потенциальный (6.0.1Cr, Pt/O-S <sub>1</sub> )	Cr	496	–	–	–	–	–	10	–	10	ВИМС, 2010 [367]
9	Харчерузский платино-золото-хромоворудный узел потенциальный (6.0.2 Cr, Au, Pt/O-S <sub>1</sub> )	Cr	110	–	–	–	–	–	2	–	2	[68]
		Au		–	–	–	–	–	5	–	5	
10	Неруцъяхинский железорудный узел потенциальный (6.0.5 Fe/D <sub>1-2</sub> )	Fe	58	–	–	–	–	–	8,5	–	8,5	[367]
11	Сибилейская алюминиеворудная зона потенциальная (6.0.6Al/D <sub>1-2</sub> )	Al	357	–	–	–	–	30	100	–	130	ВИМС, 2006 [367]
12	Лаборовской алюминиеворудный узел потенциальный (6.0.7Al/D <sub>1-2</sub> )	Al	91	–	–	–	7	–	60	–	67	ВИМС, 2006 [367]
13	Юнъягинский платино-золото-железородный узел (6.0.8 Fe, Au, Pt /S-D <sub>2</sub> )	Fe	821	–	–	–	–	–	139,5	–	139,5	[367]
		Au		–	–	–	–	–	60	–	60	
14	Щучинско-Теунтойский бурогольный узел потенциальный (6.0.9 УБ/T <sub>3</sub> -J <sub>2</sub> )	Уголь бурый	1393	–	–	–	–	1,841	2,109	–	3,95	[320]

№ п/п	Название, ранг объекта и индекс подразделения	Вид полезного ископаемого	Площадь объекта, км <sup>2</sup>	Запасы категории (А, В и С)		С, А+В+С	Прогнозные ресурсы, Р			Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Источники информации
				А+В+С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>			
<b>Западно-Сибирская минерагеническая провинция</b> Сосьвинско-Салехардская бокситоносно-угленосная минерагеническая зона (7 УБ, Al/T <sub>2</sub> -K <sub>1</sub> )												
15	Хулгинско-Салехардский буроугольный район потенциальный (7.1 УБ)	Уголь бурый	1415	–	–	–	0,736	0,347	0,332	–	1,415	[320]
Обская опалитоносная минерагеническая зона (8 ор/K <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> )												
16	Часть минерагенической зоны в пределах территории листа Q-42	Опалиты	31 628	–	–	–	–	–	–	46 145	–	ГК-1000/3 листа Q-42 (ООО «Геотэкс»)
Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерагеническая зона (10 Au, di /P <sub>3</sub> -Q)												
17	Сандибей-Лонготский золотороссыпный узел потенциальный (10.0.1 Au/Q)	Au	1060	–	–	–	–	–	6,7	–	6,7	ФГУП «ВСЕГЕИ»
Обско-Надымская циркониево-титанороссыпная минерагеническая область (12 Ti, Zr/P <sub>3</sub> )												
18	Часть минерагенической зоны в пределах территории листа Q-42	TiO <sub>2</sub>	21 980,2	–	–	–	–	–	–	2,43	–	ГК-1000/3 листа Q-42 (ООО «Геотэкс»)
		ZrO <sub>2</sub>		–	–	–	–	–	–	0,41	–	ГК-1000/3 листа Q-42 (ООО «Геотэкс»)

Примечание. Используются следующие единицы измерения: Au, Ag, МПГ – т.; Al, Fe, Cr, TiO<sub>2</sub>, ZrO<sub>2</sub> – млн т.; УБ – млрд т.; прочие – тыс. т. Прогнозные ресурсы даны на площади минерагенических таксонов в границах листа Q-42.

**Общая оценка углеводородного потенциала нефтегазоносных подразделений**

№ п/п	Название, ранг объекта и индекс подразделения	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы, D	Источники информации
			D <sub>1л</sub> (млн т)	
Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция				
1	Восточно-Уральская НГО (11 Н,Г/Ј–К <sub>1</sub> )	Углеводородное сырье	0,979	ГК-1000/3 листа Q-42 (ООО «Геотэкс»)
2	Ямальская НГО (12 Н,Г/Ј–К <sub>1</sub> )		127,564	ГК-1000/3 листа Q-42 (ООО «Геотэкс»)
3	Приуральская НГО (14 Н,Г/Ј–К <sub>1</sub> )		19,067	ГК-1000/3 листа Q-42 (ООО «Геотэкс»)
4	Фроловская НГО (13 Н,Г/Ј–К <sub>1</sub> )		304,732	ГК-1000/3 листа Q-42 (ООО «Геотэкс»)

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество и ранг прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Единица измерения	Прогнозные ресурсы
Нефть и газ	Нефть, газ, газоконденсат	НГО – 4	D <sub>1л</sub>	млн т	452,342
Твердые горючие ископаемые	Уголь бурый	РР – 1 РУ – 1	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	млрд т	0,736 2,481 2,81
Черные металлы	Железо	РУ – 3	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	млн т	18 70 148
	Хром	РУ – 2	P <sub>3</sub>	млн т	12
	Титан <sub>росс.</sub> (TiO <sub>2</sub> )	МПр <sub>(часть) – 1</sub> МО <sub>(часть) – 1</sub>	МП	млн т	7,52
Цветные металлы	Медь	РУ – 1	P <sub>3</sub>	тыс. т	32,5
	Свинец	РУ – 1	P <sub>3</sub>	тыс. т	125
	Цинк	РУ – 1	P <sub>3</sub>	тыс. т	12,5
	Алюминий	РУ – 2 PЗ – 1	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	млн т	7 30 165
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	Цирконий <sub>росс.</sub> (ZrO <sub>2</sub> )	МПр <sub>(часть) – 1</sub> МО <sub>(часть) – 1</sub>	МП	млн т	1,56
Благородные металлы	Золото <sub>(кор.)</sub>	РУ – 7 PЗ – 1	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	т	38,5 78,0 174,5
	Золото <sub>(росс.)</sub>	РУ – 1	P <sub>3</sub>	т	6,7
Химическое сырье	Барит	РУ – 1	P <sub>3</sub>	млн т	0,25
Абразивные материалы	Диатомиты, опоки	МЗ	МП	млн т	46145,3

Примечание. МПр – минерагеническая провинция; НГО – нефтегазоносная область; МО – минерагеническая область; МЗ – минерагеническая зона; РР – рудный район; РУ – рудный узел; PЗ – рудная зона.

**Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
	на начало работ	по результатам работ		
<b>Золото россыпное</b> Сандибей-Лонготский золотороссыпной узел потенциальный – 10.0.1 Au/Q	–	P <sub>3</sub> – 6,7 т	+6,7 т (P <sub>3</sub> )	Поисково-оценочные работы

## Список скважин, вынесенных на геологические карты

Номер на карте	Характеристика объекта	Глубина скважины, м	Индекс вскрытого на забое геологического подразделения	Авторы, год, авторский номер скважины
1	Скважина вскрывает разрез тиутейяхской свиты ( $mE_{1tt}$ ) фаунистически охарактеризованный. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 260 м. Вскрыт разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2}jm+tl$ )	313,7	$J_{1-2}jm+tl$	<i>Воронов В. Н., 1976;</i> <b>В-123</b>
2	Скважина вскрывает разрезы новопортовской толщи ( $mN_{1-2np}$ ) и казымской свиты ( $m,amE_2Пкz$ ), фаунистически охарактеризованные. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 154 м. Скважина вскрывает разрез северо-сосвинской свиты ( $K_{1ss}$ )	276,5	$K_{1ss}$	<i>Воронов В. Н., 1976;</i> <b>В-124</b>
3	Скважина вскрывает разрезы надояхской и лайдинской свит. На забое вскрыты породы тампейской серии триаса	2701,0	PZ	Мантойская площадь, <b>50</b>
4	Скважина в инт. 2700–2770 м вскрывает брекчированные углеродистые известняки предположительно позднего докембрия	2770,0	PС	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Западно-Яротинская площадь, <b>301</b>
5	Скважина в инт. 2686–2690 м вскрывает рассланцованные метабазалты и слюдяно-альбит-кварцевые сланцы предположительно позднего протерозоя	2690,0	PС	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Западно-Яротинская площадь, <b>302</b>
6	Скважина вскрывает верхнетриасовые терригенные отложения теунтойской свиты ( $T_3tn$ )	356,5	$T_3tn$	<i>Воронов В. Н., 1976;</i> <b>В-150</b>
7	Скважина вскрывает верхнетриасовые терригенные отложения теунтойской свиты ( $T_3tn$ )	213,5	$T_3tn$	<i>Суханов В. Н., 1976;</i> <b>Я-79</b>
8	Скважина вскрывает разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2}jm+tl$ ), палинологически охарактеризованный. На глубине 400 м вскрыты верхнетриасовые отложения ятринской свиты ( $T_3jt$ )	600	$T_3lb$	<i>Афанасьев А. К., 1984;</i> <b>ГС-2</b>
9	Скважина вскрывает разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2}jm+tl$ ), палинологически охарактеризованный. На глубине 402 м вскрыты габброиды палеозоя	477,2	PZ	<i>Афанасьев А. К., 1984;</i> <b>ГС-3</b>

10	Скважина в инт. 2562,5–2568 м вскрывает массивные кварциты с биотитом предположительно позднего докембрия	2600,0	РЄ	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Верхнереченская площадь, <b>2</b>
11	Скважина вскрывает разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2}jm+tl$ ), палинологически охарактеризованный, и верхнетриасовые отложения лаборовской свиты ( $T_3lb$ )	312,0	$T_3lb$	<i>Афанасьев А. К., 1984;</i> <b>Г-2</b>
12	Скважина вскрывает разрез тиутейяхской свиты ( $mE_1tt$ ), фаунистически охарактеризованный. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 158 м. Скважина вскрывает разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2}jm+tl$ )	420,7	$J_{1-2}jm+tl$	<i>Прохорова К. И., 1960;</i> <b>4-к</b>
13	Скважина в инт. 1734–1738 м вскрывает метаморфические образования позднего докембрия	1827,0	РЄ	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Верхнереченская пло- щадь, <b>3</b>
14	Скважина на глубине 349 м вскрывает разрез яронгской свиты ( $K_1jr$ ), фаунистически охарактеризованный	1010,0	$K_1jr$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>34-Пр</b>
15	Скважина вскрывает разрез казымской свиты ( $m,amE_2Pkz$ ), фаунистически охарактеризованный. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 210 м. Вскрыт разрез яронгской свиты ( $K_1jr$ ), фаунистически охарактеризованный	945	$K_1jr$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>33-Пр</b>
16	Скважина вскрывает разрез полуийской ( $m,amE_2Ips$ ) и салемальской свит ( $am,I E_2Ipsl$ ) фаунистически охарактеризованных. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 282 м. На гл. 383 м вскрыты метаморфические образования позднего докембрия	412	РЄ	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>7-КП</b>
17	Скважина вскрывает разрез полуийской свиты ( $m,amE_2Ips$ ). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 250 м. На гл. 434 м вскрыты метаморфические образования позднего докембрия	505,0	РЄ	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>35-Пр</b>
18	Скважина вскрывает верхнетриасовые терригенные отложения теунтойской свиты ( $T_3tn$ )	163,8	$T_3tn$	<i>Воронов В. Н., 1976;</i> <b>В-4</b>
19	Скважина на гл. 467 м вскрывает метаморфические образования позднего протерозоя	475,0	РЄ	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>6-КП</b>
20	Скважина вскрывает разрезы тиутейяхской ( $mE_1tt$ ), салемальской ( $am,I E_2Ipsl$ ) и сорюнтайской ( $amE_2Ipsr$ ) свит, фаунистически охарактеризованные. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 337 м. Скважина на гл. 414 м вскрывает метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования среднего палеозоя	430,0	$PZ_2$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>5-КП</b>

Номер на карте	Характеристика объекта	Глубина скважины, м	Индекс вскрытого на забое геологического подразделения	Авторы, год, авторский номер скважины
21	Мощность плиоцен-четвертичных образований – 127 м. Скважина в инт. 292–431 м вскрывает разрез яронгской свиты ( $K_{1jr}$ )	431,0	$K_{1jr}$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>3-КП</b>
22	Скважина на гл. 205 м вскрывает метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования среднего палеозоя	215,0	$PZ_2$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>1-КП</b>
23	Скважина в инт. 335–490 м вскрывает разрез яронгской свиты ( $K_{1jr}$ )	490,0	$K_{1jr}$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>3-КП<sup>бис</sup></b>
24	Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 153 м. Скважина вскрывает разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2jm+tl}$ ) и терригенные отложения теунтойской свиты ( $T_3tn$ ). На глубине 168 м вскрыты гранитоиды палеозоя	181,5	$PZ$	<i>Прохорова К. И., 1960;</i> <b>5-к</b>
25	Скважина на гл. 505 м вскрывает габброиды Юнъягинского комплекса	520,0	$D_{1-2j_1}$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>2-КП</b>
26	Скважина в инт. 240–310 м вскрывает разрез яронгской свиты ( $K_{1jr}$ )	310,0	$K_{1jr}$	<i>Крохин И. П., 1963;</i> <b>4-КП</b>
27	Скважина в инт. 2014–2016 м вскрывает метаморфические образования позднего докембрия	2034,0	$P\Phi$	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Верхнереченская площадь, <b>1</b>
28	Скважина вскрывает разрезы новопортовской ( $mN_{1-2np}$ ), тиутейяхской ( $mEltt$ ) и сорюнтайской свит ( $amE_2IIsr$ ), фаунистически охарактеризованные. Мощности плиоцен-четвертичных отложений – 230 м. Скважина вскрывает разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2jm+tl}$ )	297,0	$J_{1-2jm+tl}$	<i>Воронов В. Н., 1976;</i> <b>В-12</b>
29	Скважина вскрывает метаморфические образования позднего протерозоя	1911,0	$P\Phi$	Сюнай-Салинская площадь, <b>41-Р</b>
30	Скважина вскрывает разрезы новопортовской ( $mN_{1-2np}$ ), казымской ( $m,amE_2IIsr$ ) свит, фаунистически охарактеризованные, и марресальской свиты ( $m,almr$ ). Мощности плиоцен-четвертичных отложений – 184 м. На гл. 298 м вскрыты метаморфические образования позднего докембрия	314,0	$P\Phi$	<i>Волкова А. З., 1963;</i> <b>17-КП</b>

31	Скважина вскрывает разрез танопчинской свиты ( $K_1tn$ )	420,0	$K_1tn$	Волкова А. З., 1963; <b>5-КП</b>
32	Скважина на гл. 12,8 м вскрывает гранитоиды собского комплекса	18,0	$\gamma\delta-\gamma D_{1-2s}$	Волков В. В., 1961; <b>5</b>
33	Скважина на гл. 310 м вскрывает метаморфические образования позднего протерозоя	321,0	РЄ	Волкова А. З., 1963; <b>4-КП</b>
34	Скважина вскрывает разрез яны-маньинской и тольинской свит объединенных ( $J_{1-2jm+tl}$ )	296,6	$J_{1-2jm+tl}$	Волков В. В., 1961; <b>13</b>
35	Скважина в инт. 464–512 м вскрывает разрез танопчинской свиты ( $K_1tn$ )	512,0	$K_1tn$	Волкова А. З., 1963; <b>8-КП</b>
36	Скважина на гл. 905 м вскрывает метаморфические образования протерозоя	918,0	РЄ	Волкова А. З., 1963; Яр-Салинская площадь <b>31-ПР</b>
37	Скважина в инт. 398–510 м вскрывает разрез танопчинской свиты ( $K_1tn$ )	510,0	$K_1tn$	Волкова А. З., 1963; <b>11-КП</b>
38	Скважина на гл. 349 м вскрывает ультрабазиты палеозоя	365,0	PZ	Волкова А. З., 1963; <b>1-КП</b>
39	Мощность плиоцен-четвертичных образований – 284 м. Скважина на гл. 284 м вскрывает разрез березовской свиты ( $K_2br$ )	1207,0	$J_2tm$	Волкова А. З., 1963; Яр-Салинская площадь <b>29-ПР</b>
40	Скважина вскрывает разрезы березовской ( $K_2br$ ), ганькинской ( $K_2gn$ ) свит, фаунистически охарактеризованных	506,0	$K_1jr$	Волкова А. З., 1963; <b>16-КП</b>
41	Скважина вскрывает разрез харосоимской и уласынской свит объединенных ( $K_1hr+ul$ ), фаунистически охарактеризованный. На глубине 704 м вскрывает гранитоиды(?) палеозоя	706,0	PZ	Волков В. В., 1961; <b>11</b>
42	Скважина в инт. 482–576 м вскрывает разрез федоровской свиты ( $J_3-K_1fd$ )	576,0	$J_3-K_1fd$	Волкова А. З., 1963; <b>2-КП</b>
43	Скважина в инт. 381,5–512 м вскрывает разрез танопчинской свиты ( $K_1tn$ )	512,0	$K_1tn$	Волкова А. З., 1963; <b>9-КП</b>
44	Скважина в инт. 51–140 м вскрывает разрез талицкой свиты ( $P_1tl$ )	315,0	$K_2kz$	Волкова А. З., 1963; <b>15-КП</b>

Номер на карте	Характеристика объекта	Глубина скважины, м	Индекс вскрытого на забое геологического подразделения	Авторы, год, авторский номер скважины
45	Скважина вскрывает разрез казымской свиты (m,amE <sub>2</sub> Пкz). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 134 м. Скважина в инт. 134–203 м вскрывает разрез талицкой свиты (P <sub>1</sub> tl)	475,0	K <sub>1-2</sub> mr	Волкова А. З., 1963; <b>19-КП</b>
46	Скважина вскрывает разрез маурыньинской и лопсинской свит объединенных (J <sub>2-3</sub> mr+lp), фаунистически охарактеризованный. На глубине 470 м – <b>граниты, гра-нодиориты</b> палеозоя	481,0	PZ	Дядюк Н. П., 1956; <b>1-к</b>
47	Скважина вскрывает разрез яронгской свиты (K <sub>1</sub> jr)	275,0	K <sub>1</sub> tn	Астапов А. П., 1998; <b>9-К</b>
48	Скважина вскрывает разрез даниловской свиты (J <sub>2</sub> –K <sub>1</sub> dn), фаунистически охарактеризованный	2445,0	J <sub>2-3</sub> mr+lp	Шугинская площадь; <b>83</b>
49	Скважина вскрывает разрезы тиутейяхской (mEItt) и салемальской (am,IE <sub>2</sub> Пsl) свит, фаунистически охарактеризованные. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 185 м. Вскрыты разрезы яронгской свиты (K <sub>1</sub> jr), фаунистически охарактеризованной, и танопчинской свиты (K <sub>1</sub> tn), палинологически охарактеризованной	443,0	K <sub>1</sub> tn	Крохин И. П., 1961; <b>21-КП</b>
50	Скважина вскрывает разрез казымской свиты (m,amE <sub>2</sub> Пкz), фаунистически охарактеризованный. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 161 м. В инт. 161–193 м вскрыт разрез марресалинской свиты (K <sub>1-2</sub> mr)	450,0	K <sub>1</sub> tn	Крохин И. П., 1961; <b>19-КП</b>
51	Скважина на гл. 2098 м вскрывает осадочно-вулканогенные образования среднего палеозоя (PZ <sub>2</sub> )	2098,0	PZ <sub>2</sub>	Кутой-Юганская площадь <b>1</b>
52	Скважина вскрывает разрез яронгской свиты (K <sub>1</sub> jr), фаунистически охарактеризованный	450,0	K <sub>1</sub> tn	Крохин И. П., 1961; <b>16-КП</b>
53	Скважина вскрывает разрез шеркалинской свиты (пачка 2 – «радомская») (J <sub>1-2</sub> šr), палинологически охарактеризованный. С глубины 2671 м – образования палеозоя	2880,0	PZ	Ярудейская площадь, <b>4</b>
54	Скважина на гл. 1018 м вскрывает метаморфические образования позднего докембрия	1020,0	РЄ	Романцов В. А., 1961; <b>21-Пр</b>

55	Скважина вскрывает разрез казымской свиты ( $m, amE_2\Pi kz$ ). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 127 м. В инт. 127–188 м вскрывает разрез березовской свиты ( $K_2br$ )	450,0	$K_1jr$	<i>Крохин И. П., 1961;</i> <b>12-КП</b>
56	Скважина вскрывает разрезы даниловской ( $J_2-K_1dn$ ), ахской ( $K_1ah$ ) свит, фаунистически охарактеризованные. Вскрыт разрез янгиоганской, саркмикьяинской и идьяхинской толщ, а также кристаллосланцево-амфиболитовой толщи	2500,0	$RF_3-V_1?ka$	<i>Крупеник В. А., 2011;</i> Янгиоганская параметрическая
57	Скважина вскрывает разрез даниловской свиты ( $J_2-K_1dn$ ), фаунистически охарактеризованный. На глубине 1248 м вскрыты туфогенные породы позднего палеозоя	1255,0	$PZ_3$	<i>Романцов В. А., 1961;</i> <b>24-Пр</b>
58	Скважина в инт. 215–309 м вскрывает разрез березовской свиты ( $K_2br$ )	336,0	$K_{1-2}mr$	<i>Крохин И. П., 1961;</i> <b>8-КП</b>
59	Скважина вскрывает разрезы надояхской ( $J_{1-2}nd$ ) и шараповской ( $J_1\check{s}r$ ) свит	3362,0	$J_1\check{s}r$	Ярудейская площадь, <b>3</b>
60	Скважина в инт. 190–223 м вскрывает разрез ганькинской свиты ( $K_2gn$ )	1265,0	$K_1ah$	<i>Романцов В. А., 1961;</i> <b>27-Пр</b>
61	Скважина вскрывает разрезы тиутейяхской ( $mE_1tt$ ) и салеамальской ( $am, IE_2\Pi sl$ ) свит, фаунистически охарактеризованные. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 224 м. Вскрыты разрезы березовской ( $K_2br$ ) (инт. 289–323 м) и ганькинской ( $K_2gn$ ) (инт. 222–266 м) свит, фаунистически охарактеризованные	475,0	$K_{1-2}mr$	<i>Крохин И. П., 1961;</i> <b>5-КП</b>
62	Скважина в инт. 1746,3–1748,3 м вскрывает разгнейсованные биотитовые граниты	1760,0	$(\gamma PZ_3)$	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Танопчинская площадь, <b>2-Р</b>
63	Скважина на гл. 3208 м вскрывает разрез тьявинской свиты	3208,0	$T_{2-3}vt-vr$	Ярудейская площадь, <b>2</b>
64	Скважина в инт. 389–465 м вскрывает разрез ганькинской свиты ( $K_2gn$ ), фаунистически охарактеризованный	505,0	$K_2br$	<i>Гоголева В. Г., 1961</i> <b>13-КП</b>
65	Скважина вскрывает разрезы большеобской толщи ( $mN_2bb$ ) и полуйской свиты ( $m, amE_2\Pi ps$ ). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 162 м. Скважина в инт. 216–228 и 280–294 м вскрывает разрез ганькинской ( $K_2gn$ ) свиты, фаунистически охарактеризованный	527,0	$K_2uv$	<i>Крохин И. П., 1961;</i> <b>3-КП</b>
66	Скважина в инт. 2094–2114 м вскрывает разгнейсованные биотитовые граниты	2136,0	$\gamma P?$	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Мшистая площадь, <b>1</b>

Номер на карте	Характеристика объекта	Глубина скважины, м	Индекс вскрытого на забое геологического подразделения	Авторы, год, авторский номер скважины
67	Скважина гл. 302–353 м вскрывает разрез ганькинской свиты ( $K_2gn$ ), фаунистически охарактеризованный	420,0	$K_2br$	Гоголева В. Г., 1961 <b>9-КП</b>
68	Скважина в инт. 394–450 м вскрывает разрез ганькинской свиты ( $K_2gn$ ), фаунистически охарактеризованный	450,0	$K_2gn$	Гоголева В. Г., 1961; <b>5-КП</b>
69	Скважина в инт. 450–460 м вскрывает разрез ганькинской свиты ( $K_2gn$ ), фаунистически охарактеризованный	460,0	$K_2gn$	Гоголева В. Г., 1961; <b>6-КП</b>
70	Скважина в инт. 185–224 м вскрывает разрез тавдинской свиты ( $P_2tv$ )	440,0	$P_2tl$	Гоголева В. Г., 1961; <b>11-КП</b>
71	Скважина в инт. 108–217 м вскрывает разрез серовской свиты ( $P_1sr$ )	400,0	$K_2br$	Крохин И. П., 1961; <b>32-КП</b>
72	Скважина на гл. 3834 м вскрывает разрез витютинской и варенгаяхинской свит ( $T_{2-3}vt-vr$ ); на гл. 4397 м вскрывает вулканогенно-терригенные породы фундамента	5010	$O_{1-2}vt$	Ярудейская площадь, <b>38</b>
73	Скважина вскрывает разрез черкашинской свиты ( $K_1ck$ ) и вулканогенно-осадочные образования среднего палеозоя	2878,0	$PZ_2$	Полуйская площадь, <b>200</b>
74	Скважина в инт. 54–185 м вскрывает разрез тавдинской свиты ( $P_2tv$ )	460,0	$K_2gn$	Крохин И. П., 1961; <b>31-КП</b>
75	Скважина вскрывает разрез даниловской свиты ( $J_2-K_1dn$ ), фаунистически охарактеризованный	3235,0	$J_2tm$	Хейгинская площадь; <b>1</b>
76	Скважина вскрывает разрезы черкашинской ( $K_1ck$ ), алымской ( $K_1al$ ) свит и вулканогенно-осадочные образования среднего палеозоя	2870,0	$PZ_2$	Полуйская площадь, <b>201</b>
77	Скважина вскрывает вулканогенно-осадочные образования среднего палеозоя	2615,0	$PZ_2$	Полуйская площадь, <b>202</b>
78	Скважина в инт. 101–237 м вскрывает разрез тавдинской свиты ( $P_2tv$ ), флористически охарактеризованный	520,0	$K_2gn$	Крохин И. П., 1961; <b>27-КП</b>

79	Скважина на гл. 1451 м вскрывает гнейсово-амфиболитовую толщу нижнего протерозоя (PR <sub>1</sub> ?ga)	1493,0	PR <sub>1</sub> ?	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Нижекуноватская площадь, <b>2-Р</b>
80	Скважина на гл. 3435 м вскрывает разрез тюменской свиты (J <sub>2tm</sub> )	3800,0	J <sub>2tm</sub>	Марьинская площадь, <b>4</b>
81	Скважина на гл. 3119 м вскрывает разрез тюменской свиты (J <sub>2tm</sub> )	3206,0	J <sub>2tm</sub>	Лакьюганская площадь, <b>103</b>
82	Скважина в инт. 1650–1662 м вскрывает разгнейсованные биотитовые граниты	1666,0	γPZ <sub>3</sub>	<i>Бочкарев В. С., 1992;</i> Верхнекуноватская площадь, <b>10-Р</b>
83	Скважина вскрывает разрез алымской свиты (K <sub>1al</sub> ) и триасовые осадочно-вулканогенные образования туринской серии (T <sub>1-2tr</sub> )	4100,0	T <sub>1-2tr</sub>	Лакьюганская площадь, <b>101</b>
84	Скважина на гл. 3420 м вскрывает разрез абалакской свиты (J <sub>2-3ab</sub> )	3605,0	J <sub>2tm</sub>	Среднехулымская площадь, <b>54</b>
85	Скважина вскрывает разрез алымской свиты (K <sub>1al</sub> )	3610,0	J <sub>2tm</sub>	Среднехулымская площадь, <b>53-Р</b>
86	Скважина вскрывает разрезы ахской (K <sub>1ah</sub> ), абалакской (J <sub>2-3ab</sub> ), тюменской (J <sub>2tm</sub> ) свит	3355,0	J <sub>2tm</sub>	Ветсорская площадь, <b>1</b>
87	Скважина на гл. 3388 м вскрывает разрез тюменской свиты (J <sub>2tm</sub> )	3802,0	J <sub>2tm</sub>	Южно-Хулымская площадь, <b>70</b>
88	Скважина вскрывает разрез большеобской толщи (mN <sub>2bb</sub> ). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 184,8 м. В инт. 190–240 м вскрывается разрез ганькинской свиты (K <sub>2gn</sub> ), фаунистически охарактеризованный	242,0	K <sub>2gn</sub>	<i>Астанов А. П., 1998;</i> <b>2К</b>
89	Скважина вскрывает разрез горкинской (m,aN <sub>2gr</sub> ) и ханты-мужинской (mE <sub>2lhm</sub> ) толщ, полуйской (m,amE <sub>2lps</sub> ), казымской (m,amE <sub>2lks</sub> ) и семейкинской (lsk) свит. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 217,4 м. В инт. 217,4–268,0 м вскрыт разрез талицкой свиты (P <sub>1tl</sub> ), фаунистически охарактеризованный	268,2	P <sub>1tl</sub>	<i>Астанов А. П., 1998;</i> <b>14К</b>

Номер на карте	Характеристика объекта	Глубина скважины, м	Индекс вскрытого на забое геологического подразделения	Авторы, год, авторский номер скважины
90	Скважина вскрывает разрез кеушкинской (I,amN <sub>2</sub> <sup>1</sup> kš), карымкарской (I,aE <sub>1</sub> kr) и ханты-мужинской (mE <sub>1</sub> Пhm) толщ. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 268,2 м. В инт. 268–302 м вскрыт разрез талицкой свиты (P <sub>1</sub> tl), фаунистически охарактеризованный	302,0	P <sub>1</sub> tl	Астанов А. П., 1998; <b>15К</b>
91	Скважина вскрывает разрез черкашинской свиты (K <sub>1</sub> čk)	3512,0	J <sub>2</sub> tm	Ай-Хетгинская площадь, <b>110</b>
92	Скважина в инт. 1620–1622 м вскрывает породы гнейсово-амфиболитовой толщи (PR <sub>1</sub> ?ga)	1634,0	PR <sub>1</sub> ?ga	Бочкарев В. С., 1992; Самутнельская площадь, <b>246</b>
93	Скважина в инт. 1700–1709 м вскрывает породы гнейсово-амфиболитовой толщи (PR <sub>1</sub> ?ga)	1709,0	PR <sub>1</sub> ?ga	Бочкарев В. С., 1992; Лахсынская площадь, <b>198</b>
94	Скважина вскрывает разрез новопортовской толщи (mN <sub>1-2</sub> np), фаунистически охарактеризованный. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 179,8 м	221,3	PZ	Воронов В. Н., 1976; <b>В-122</b>
95	Скважина вскрывает разрез тавротинской толщи. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 116,5 м	222,7	T <sub>3</sub> lb	Афанасьев А. К., 1984; <b>Г-9</b>
96	Скважина вскрывает разрезы тиутейхской (mE <sub>1</sub> tt), сорюнтской (amE <sub>2</sub> IIsr) свит, фаунистически охарактеризованные, и разрез салемальской свиты (am,IE <sub>2</sub> IIsl). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 148 м	510,0	J <sub>2-3</sub> ab	Волкова А. З., 1963; <b>3-КП</b>
97	Скважина вскрывает разрез сорюнтской (amE <sub>2</sub> IIsr) и салемальской (am,IE <sub>2</sub> IIsl) свит. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 227 м	440,0	K <sub>1</sub> tn	Крохин И. П., 1961; <b>20-КП</b>
98	Скважина вскрывает разрез новопортовской толщи (mN <sub>1-2</sub> np), фаунистически охарактеризованный, казымской свиты (m,amE <sub>2</sub> IIIkz). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 183 м	410,0	K <sub>1</sub> jr	Крохин И. П., 1961; <b>17-КП</b>
99	Скважина вскрывает разрез казымской свиты (m,amE <sub>2</sub> IIIkz), фаунистически охарактеризованный. Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 204 м	452,0	K <sub>1</sub> jr	Крохин И. П., 1961; <b>15-КП</b>

100	Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 144 м. Скважина вскрывает разрез березовской свиты ( $K_2br$ )	495,0	$K_2br$	<i>Гоголева В. Г., 1961;</i> <b>2-КП</b>
101	Скважина вскрывает разрез семейкинской свиты ( $IIsk$ ). Мощность четвертичных отложений – более 23,5 м	23,5	$IIsk$	<i>Валях В. И., 1967;</i> <b>39-31</b>
102	Скважина вскрывает разрез террас третьего и четвертого надпойменных уровней. Мощность четвертичных отложений – более 25,35 м	25,35	$la^4II-IIIz-kz$	<i>Валях В. И., 1967;</i> <b>25-19</b>
103	Скважина вскрывает разрез надымской толщи ( $am, IaIIInd$ ). <b>Мощность четвертичных отложений – более 24 м</b>	24,0	$a, IIInd$	<i>Валях В. И., 1967;</i> <b>31-В</b>
104	Скважина вскрывает разрез семейкинской свиты ( $IIsk$ ). Мощность четвертичных отложений – более 22,5 м	22,5	$IIsk$	<i>Валях В. И., 1967;</i> <b>46-33</b>
105	Скважина вскрывает разрез горкинской толщи ( $I, amN_2gr$ ), полуйской свиты ( $m, amE_2IIps$ ). Мощность плиоцен-четвертичных отложений – 226,3 м	280	$P_1tl$	<i>Астапов А. П., 1998;</i> <b>13К</b>

**Список пунктов с данными изотопного возраста, показанных на карте доплиоценовых образований и разрезе к карте доюрских образований**

Номер на карте	Номер пробы	Магматический комплекс/ стратиграфическое подразделение	Название породы	Методика определения	Изохронный возраст	Источник информации
1	3788-3	Сядатаяхинский комплекс (левобережье р. Большая Щучья)	Лейкогранит	U-Pb (SHRIMP-II)	503±6,3 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
2	3758-2	Евьюганский комплекс (Гердизский массив)	Жила плагио(гнейсо)-гранита	U-Pb (SHRIMP-II)	529±6 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
3	8026-1	Ханмейхойская свита	Гнейс	U-Pb (SHRIMP-II)	599,8±4; 623±5,0; 675±5,0 млн л	[367]
4	8019-1	Марункеуская свита	Слюдяной плагиогнейс	U-Pb (SHRIMP-II)	481±3; 527±5 млн л	[367]
5	3826-1	Мальковский комплекс	Лейкократовое габбро окварцованное	U-Pb (SHRIMP-II)	477±5 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
6	7086-3	Хадатинский комплекс	Трахиролит	U-Pb (SHRIMP-II)	497±5,3 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
7	7061-4	Евьюганский комплекс	Метагранит	U-Pb (SHRIMP-II)	533±4,0 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
8	3525	Сядатаяхинский комплекс (Ингилорский массив)	Лейкогранит	U-Pb (SHRIMP-II)	503±5 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
9	4232-2	Хартманюшорский (руч. Нягар-Нео-Шор)	Перидотит	U-Pb (SHRIMP-II)	502,3±5,6 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
10	3520-3	Марункеуская свита	Гранитизированный гнейс	U-Pb (SHRIMP-II)	524±3,0 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
11	3512-5	Слюдяногорский комплекс	Эклогитизированный перидотит	U-Pb (SHRIMP-II)	457±5,4 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»

12	4271	Сядатаяхинский комплекс (Сядатаяхинский массив)	Лейкогранит	U-Pb (SHRIMP-II)	544,4±3,0 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
13	3577-1	Сядатаяхинский комплекс (Усть-Мраморный массив)	Гранит (метасоматический?)	U-Pb (SHRIMP-II)	322±8,8; 522±7,5; 524,3±9,2 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
14	3603	Сядатаяхинский комплекс (Тайкеуский массив)	Гранит (метасоматический?)	U-Pb (SHRIMP-II)	518,6±3,9 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
15	3594	Сядатаяхинский комплекс (Лонготьюганский массив)	Гранит (метасоматический?)	U-Pb (SHRIMP-II)	482±8 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
16	1077-1	Сядатаяхинский комплекс (Харбейский массив)	Лейкогранит	U-Pb (SHRIMP-II)	591±8,6; 592±10 млн л	[367]
17	6058	Харбей-собский комплекс	Метадиорит	U-Pb (SHRIMP-II)	662,8±6,4 млн л	[367]
18	3729-3	Верхнехарбейская свита	Псевдогальки метакристаллитов («базальные» слои свиты)	U-Pb (SHRIMP-II)	383,8±6,8; 522±10 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
19	6092-2	Ханмейхойская свита	Альбититовый амфиболит	U-Pb (SHRIMP-II)	431±4,0; 555±4,0 млн л	[367]
20	3105	Ханмейхойская свита	Гранитизированный амфиболит	U-Pb (SHRIMP-II)	529±5,0; 577±5,0 млн л	[367]
21	5038	Ханмейхойская свита	Гнейс гранатсодержащий	U-Pb (SHRIMP-II)	582±5,0 млн л,	[367]
22	11-70-2	Наунпейский комплекс	Долерит	U-Pb (SHRIMP-II)	385,1 млн л	[325]
23	09-277-5	Яляяхинский комплекс	Долерит	Sm-Nd, Rb-Sr	192 млн л (Sm); 150 млн л (Rb)	[325]
24	09-11-5	Лонготский комплекс	Гранит микроклин-биотитовый	U-Pb (SHRIMP-II)	266,8±7; 302,3±8,1; 463±13; 511±11 млн л	[325]
25	11-1101	Хартманюшорский комплекс	Перидотит	U-Pb (SHRIMP-II)	502±6,0 млн л	[325]

Номер на карте	Номер пробы	Магматический комплекс/ стратиграфическое подразделение	Название породы	Методика определения	Изохронный возраст	Источник информации
26	3501-3	Париквасьшорская свита	Биотит-плагиоклазовый гнейс	U-Pb (SHRIMP-II)	664±5,2; 518±4,6 млн л	ФГУП «ВСЕГЕИ»
27	09-18	Евьюганский комплекс (Сандибейский массив)	Лейкогранит	U-Pb	535±26; 1217 млн л	[325]
28	33-1	Лаптаюганская свита	Гранат-биотит-мусковитовый сланец	Pb-Pb (ТИЭ)	1765±20 млн л	[325]
29	11-51-8	Евьюганский комплекс (Малосандибейский массив)	Лейкогранит	U-Pb (SHRIMP-II)	639±6,5 млн л	[325]
30	11-50-1-6	Мусюрский комплекс	Долерит	U-Pb (SHRIMP-II)	290 млн л	[325]
31	2305	Янгиюганская и сармикьяхинская толщи объединенные	Дацит	U-Pb (SHRIMP-II)	337±5 млн лет	[347]
32	3127	Янгиюганская и сармикьяхинская толщи объединенные	Дацит	U-Pb (SHRIMP-II)	349±3 млн л	[347]
33	2980	Янгиюганская и сармикьяхинская толщи объединенные	Дацит	U-Pb (SHRIMP-II)	352±2 млн л	[347]
34	3203	Пермские(?) гранитоиды Северного Зауралья	Жила гранодиорита	U-Pb (SHRIMP-II)	277±4; 508±6 млн л	[348]
35	4246	Кристаллосланцево-амфиболитовая толща	Гнейсовидный метаплагио-риолит	U-Pb (SHRIMP-II)	561±8 млн л	[348]
36	4373	Кристаллосланцево-амфиболитовая толща	Гнейсовидный метаплагио-риолит	U-Pb (SHRIMP-II)	571±5,5 млн л	[348]

**Список пунктов геохронометрических определений, показанных на карте плиоцен-четвертичных образований**

Номер на карте	Индекс стратона	Метод определения и возраст, тыс. лет*			Источник (номер в списке литературы); авторское название пункта опробования
		Радиоуглеродный ( $^{14}\text{C}$ )	OSL	Термолюминесцентный	
1	am <sup>3</sup> IIIer	43,86+1,7			[325]; обн. 11 (абс. отм. 17 м)
2	aH	9,65+0,04			[325]; обн. 520 (абс. отм. 34 м)
3	am <sup>2</sup> IIIkr-sr	29,26+0,41			[325]; обн. «Горный Хаманель» (абс. отм. 1,5 м)
4	m,amI <sub>mr</sub>		82 ± 5		[13]; «Сангомпан»
			93 ± 7		
			84 ± 7		
			80 ± 5		
5	m,amI <sub>mr</sub>		143 ± 10		[13]; Северо-Западная окраина г. Лабытнанги
			131 ± 9		
			154 ± 9		
			145 ± 11		
			137 ± 8		
6	a,amII <sub>hr</sub>	> 57			[110]; «Пак-Яха»
		≥ 44,7			[13]; «Пак-Яха»
		≥ 50,4			133 ± 11
		≥ 46,2			138 ± 11
7	a,amII <sub>hr</sub>	≥ 45,9	137 ± 9		[13]; «Пичугуй-Яха»
			≥ 52,4		
	m,amI <sub>mr</sub>		192 ± 16		
			197 ± 15		
8	a,amII <sub>hr</sub>	42,2 ± 1,5			[9]; р. Обь (4,5 км ниже пос. Горноказымск)
	m,amI <sub>mr</sub>	36,4 ± 0,8			
9	a,amII <sub>hr</sub>	45 ± 2,34			[13]; «Аксарка»
		≥ 44,6			
		≥ 46,3			
		28,6 ± 0,45			[9]; «Аксарка»
	84 ± 10				

Номер на карте	Индекс стратона	Метод определения и возраст, тыс. лет*			Источник (номер в списке литературы); авторское название пункта опробования	
		Радиоуглеродный ( $^{14}\text{C}$ )	OSL	Термолюминесцентный		
10	mE <sub>1tt</sub>			170 ± 16	[280]; скв. 2-К (номер на карте – 88)	Инт. 52,9–62,5 м
				246 ± 23		Инт. 160,39–163,3 м
11	la <sup>2</sup> IIIkr-sr		89 ± 5		[14]; «Игорская Обь»	
			82 ± 6			
			73 ± 5			
			72 ± 4			
	la <sup>3</sup> IIIer	116 ± 7				
		104 ± 7				

\*Серии проб из одного пункта датировки в таблице располагаются сверху вниз по разрезу.

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>А. Л. Коновалов, Л. И. Зылёва</i> .....	3
СТРАТИГРАФИЯ .....	11
Протерозойская акротема. <i>А. Л. Коновалов, А. П. Казак, А. В. Черкашин</i> .....	11
Вендская–кембрийская системы. <i>А. Л. Коновалов, А. П. Казак</i> .....	26
Палеозойская эратема. <i>А. Л. Коновалов, А. П. Казак</i> .....	27
Мезозойская эратема. <i>Л. И. Зылёва, А. Л. Коновалов, А. П. Казак</i> .....	49
Кайнозойская эратема. <i>Ю. П. Черепанов, Л. И. Зылёва</i> .....	74
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ. <i>А. Л. Коновалов, Н. А. Румянцева, А. П. Казак, А. В. Жданов, А. В. Черкашин</i> .....	135
МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>А. П. Казак, А. Л. Коновалов</i> .....	171
ТЕКТОНИКА. <i>А. В. Жданов, А. Л. Коновалов, Л. И. Зылёва, А. П. Казак, К. В. Коркунов</i> .....	183
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>А. В. Жданов, Л. И. Зылёва, А. Л. Коновалов, А. П. Казак</i> .....	202
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Л. П. Новикова</i> .....	212
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	220
Горючие ископаемые .....	220
Углеводородное сырьё. <i>Л. И. Зылёва, К. В. Коркунов</i> .....	220
Твердые горючие ископаемые. <i>В. А. Денисов, А. Л. Коновалов</i> .....	223
Металлические полезные ископаемые. <i>А. Л. Коновалов, А. В. Черкашин, В. А. Денисов</i> .....	228
Неметаллические полезные ископаемые. <i>А. Л. Коновалов, В. А. Денисов</i> .....	263
Подземные воды. <i>Л. А. Хрякова</i> .....	276
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>А. В. Жданов, А. Л. Коновалов, Л. И. Зылёва, В. А. Денисов, К. В. Коркунов</i> .....	280
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>Л. А. Хрякова</i> .....	312
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>Л. И. Зылёва</i> .....	322
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>А. Л. Коновалов, Л. И. Зылёва</i> .....	330
Список литературы .....	334
<i>Приложение 1. Указатель месторождений, проявлений, пунктов минерализации и шлиховых потоков полезных ископаемых, показанных на картах ПИ и КЧО</i> ..	357
	395

<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений . . . . .	374
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка углеводородного потенциала нефтегазоносных подразделений . . . . .	377
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых . . . .	378
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов . . . . .	379
<i>Приложение 6.</i> Список скважин, вынесенных на геологические карты . . . . .	380
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов с данными изотопного возраста, показанных на карте доплиоценовых образований и разрезе к карте доюрских образований . .	390
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов геохронометрических определений, показанных на карте плиоцен-четвертичных образований . . . . .	393

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)  
Серия Западно-Сибирская  
Лист Q-42 – Салехард  
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

---

Подписано в печать 1.12.2014. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 25 + 7 вкл. Уч.-изд. л. 36.  
Тираж 150 экз. Заказ 81114004

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-8121, факс 321-8153