

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист Q-48 – Эконда

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2022

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Вилуйская

Лист Q-48 – Эконда

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2022

УДК 55(571.512+571.56)(084.3)
ББК 26
Л61

Авторы

*Г. В. Липенков (отв. исполнитель), М. В. Наумов, В. Т. Кириченко,
А. В. Максимов, В. В. Петров, А. А. Рясной, А. И. Ларичев,
А. И. Кудряшова, Е. О. Ковалевская, М. С. Мащак*

Научные редакторы

кандидаты геол.-минерал. наук *М. В. Наумов, Д. В. Назаров*

Рецензенты

кандидаты геол.-минерал. наук *Е. И. Берзон, О. И. Бостриков;
О. Н. Малых, Г. В. Шнейдер*

Липенков Г. В., Наумов М. В., Кириченко В. Т. и др.

Л61

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Вилуйская. Лист Q-48 – Эконда. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 384 с. : ил. + 7 вкл. – ISBN 978-5-00193-472-1 (объясн. зап.). – ISBN 978-5-00193-473-8.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований зоны сочленения Анабаро-Оленёнской антеклизы и Тунгусской синеклизы. Приведены сведения по тектонике и глубинному строению, истории геологического развития, геоморфологии, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

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

Табл. 10, ил. 11, список лит. 470 назв., прил. 7.

Список комплекта карт: геологическая карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карта прогноза на нефть и газ.

**УДК 55(571.512+571.56)(084.3)
ББК 26**

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 28 апреля 2022 г.

**ISBN 978-5-00193-472-1 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-473-8**

© Роснедра, 2022
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022
© Коллектив авторов, 2022
© Издательство ВСЕГЕИ, 2022

ВВЕДЕНИЕ

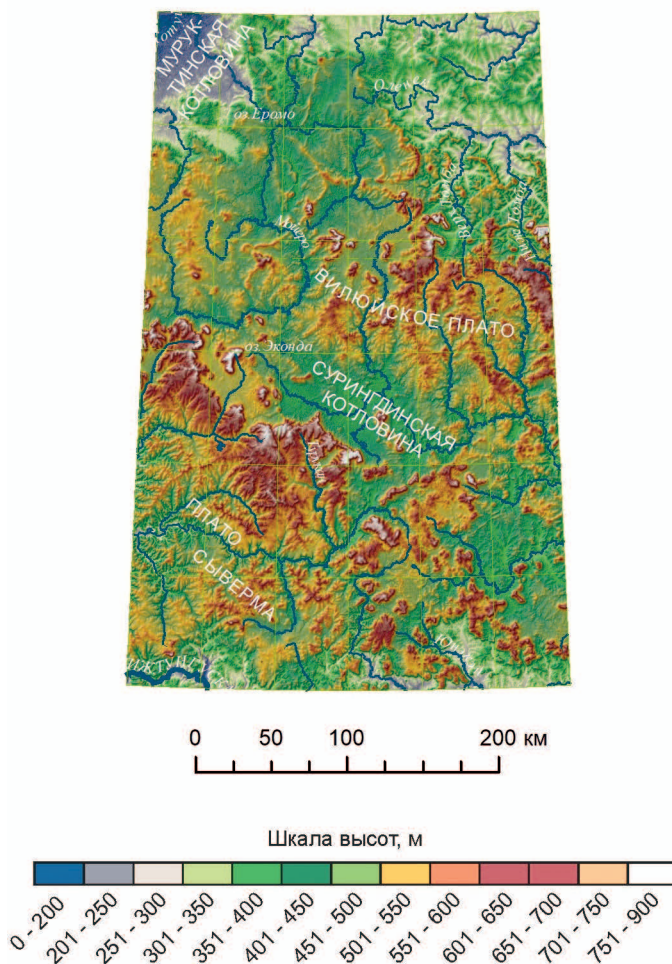
Территория номенклатурного листа Q-48 – Эконда ограничена координатами 102–108° в. д. и 64–68° с. ш. и в административном отношении принадлежит Эвенкийскому муниципальному району Красноярского края, а на востоке площади – Республике Саха (Якутия). Площадь листа – 121,5 тыс. км². В регионально-геологическом плане территория расположена на севере Сибирской платформы, в зоне сочленения северо-восточного борта Тунгусской синеклизы и юго-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы.

Физико-географическая характеристика. В физико-географическом плане территория листа расположена в центральной части Среднесибирского плоскогорья и дренируется реками бассейнов Ниж. Тунгуски, Вилюя, Котуя и Оленька. В пределах описываемой территории находится главный водораздел Енисея, Лены и Хатанги. В орографическом отношении район представляет собой пологоволнистое и участками плоское плато, расчлененное речными долинами, переходящими на отдельных участках в котловинообразные понижения (рис. 1).

Наиболее возвышенные участки территории приурочены к северо-восточным отрогам Вилюйского плато на водоразделе р. Вилюй со средним течением р. Мойеро и р. Оленёк. Водораздел представляет собой систему останцовых столовых возвышенностей с абсолютными отметками незначительно превышающими 900 м (гора Гэрбичи – 908 м), на 200–300 м возвышающимися над пологоволнистой поверхностью плато, которое широко распространено в бассейне правых притоков Вилюя и левых притоков Оленька и имеет средние абсолютные высоты 600–700 м. Относительные превышения над днищами главных долин составляют 300–500 м.

Вилюйское плато на юго-западе обрывается к долине Вилюя и Сурингдинской котловине, ограниченной с юга и запада крутыми расчлененными склонами возвышенностей, составляющих водораздел между Ниж. Тунгуской, Вилюем и верхним течением Мойеро. Этот водораздел – восточная оконечность плато Сыверма имеет высоту в среднем около 800 м и протягивается с северо-запада на юго-восток в виде цепи плосковерхих останцов, среди которых можно назвать гору Янг-Урэ (916 м), возвышенности Бур, Сурингдаурэн (до 806 м), горы Лонгтоко (767 м) и Лаврушка (822 м) и др. К югу и юго-западу от описываемой цепи возвышенностей, в бассейне левых притоков Ниж. Тунгуски, рельеф приобретает характер однообразного пологоволнистого плато со средними абсолютными высотами от 400 до 600–700 м

с глубиной вреза главных долин 200–250 м. Плоские междуречные пространства и обширные циркообразные понижения в верховьях ручьев часто заняты бугристыми болотами.



**Рис. 1. Орогидрографическая схема листа Q-48 – Эконда.
Масштаб 1 : 5 000 000.**

Северо-западная часть территории листа расположена в бассейне среднего течения р. Мойера, а северо-восточная – в бассейне верхнего течения р. Арга-Сала и ее водораздела с р. Оленёк. Эта область отличается незначительными абсолютными высотами, которые в среднем не превышают 300–350 м. Плоская и пологоволнистая поверхность расчленена долинами ручьев и рек на систему пологосклонных увалов высотой до 50–60 м, понижения между которыми часто заняты болотами. Исключительная равнинность рельефа нарушается лишь редкими денудационными останцами (гора Янгкан – 728 м).

На территории листа широко распространены огромные котловинообразные понижения рельефа, к наиболее крупным из которых относятся Муруктинская (абсолютные высоты 230–250 м, площадь около 600 км²) и Сурингдинская (абсолютная высота порядка 400 м, площадь приблизительно 400 км²) котловины. Их днища покрыты рыхлыми ледниковыми и водноледниковыми отложениями и представляют собой равнины, изобилующие озерами и болотами. Относительные колебания рельефа не превышают 20 м. Реки в пределах котловин сильно меандрируют и образуют широкую заболоченную пойму. Происхождение этих котловин, по мнению одних исследователей, связано с мульдообразными прогибами, а другие объясняют происхождение этих котловин эрозионно-денудационными процессами.

Гидросеть района отличается чрезвычайной густотой. Наиболее крупными реками являются Мойеро, Оленёк, Виллой и Туру. Крупнейшие реки региона – Котуй и Ниж. Тунгуска представлены небольшими фрагментами на северо-западе и юго-западе описываемой территории соответственно.

Река Мойеро относится к бассейну Хатанги и дренирует северо-западную часть площади листа. Протяженность ее в пределах последнего составляет около 500 км. По характеру долины и русла река делится на два резко различных участка: верхний – до устья р. Мугамгу и средний – ниже ее устья.

Для верхнего участка характерна широкая разработанная долина с пологими склонами и широким плоским заболоченным дном, которое занято поймой и низкими аккумулятивными террасами до 20 м высотой. Ширина русла 30–50 м при средней глубине 1,5–2 м. Скорость течения не превышает 0,5 м/с. Острова и косы встречаются чрезвычайно редко.

Ниже устья р. Мугамгу долина резко сужается и приобретает каньонообразную форму. Ширина ее 0,2–0,5 км при глубине вреза 90–120 м. Склоны чрезвычайно крутые и часто имеют характер отвесных и даже нависших скал. Ширина русла достигает 100–120 м, глубина – от 1 до 3–4 м. Скорость течения на плёсах около 1 м/с, на перекатах – более 3 м/с. Часто встречаются пороги, связанные с выходами интрузивных пород основного состава. Аккумулятивные террасы почти отсутствуют.

Наиболее крупные притоки Мойеро – реки Мойерокан, Янгада, Дэлингдээн, Мугамгу, Далкит.

Река Оленёк является одной из крупных рек бассейна моря Лаптевых и имеет длину более 1500 км. На территории листа находится лишь участок его верхнего течения протяженностью около 200 км. Долина реки хорошо разработана. Ширина ее от 3 до 6 км, глубина вреза – 150–200 м. Русло реки имеет ширину 150–200 м и изобилует мелями и перекатами, которые чередуются с глубокими спокойными плёсами. Глубина на плёсах 2–6 м, на перекатах – 0,3–0,6 м. Скорость течения – от 0,7 до 1,8 м/с. Широкое развитие имеет пойма и комплекс низких террас до 20 м высотой.

К наиболее крупным притокам р. Оленёк в пределах данного района относятся реки Верх. и Ниж. Томба.

Река Виллой – крупный левый приток р. Лена. Протяженность его в пределах описываемой территории около 400 км. Верхний участок течения приурочен к Сурингдинской котловине, где река меандрирует, образуя широкую заболоченную пойму. Ширина русла – 50–60 м, глубина – до 6 м. Скорость

течения не превышает 0,4–0,5 м/с. Ниже устья р. Сред. Виллойкан за пределами котловины долина приобретает четко выраженную U- и V-образную форму. Ширина ее 1–2 км, глубина вреза – 250 м. Скорость течения реки увеличивается до 1,6 м/с. Часто встречаются шиверы и перекаты. В долине развита пойма и низкие террасы высотой до 15 м. Из притоков Виллоя следует назвать реки Паспорин и Верх., Сред. и Ниж. Виллойкан.

Река Туру относится к бассейну Ниж. Тунгуски и имеет протяженность 320 км. Долина хорошо разработана и имеет ширину около 3 км при глубине вреза 200 м. Ее широкое заболоченное днище занято низкими террасами. Средняя ширина русла – 40–50 м, глубина – от 0,4 до 2 м. Скорость течения – 0,7 м/с.

Для центральной и северо-западной частей территории характерно наличие большого количества озер самых разнообразных размеров. Наиболее крупными из них являются Сурингда (36 км²), Неконгдакон (28 км²), Еромо (35 км²), Томпоко (11 км²) и др. Озера принадлежат к термокарстовым, карстовым, ледниковым и озерам-старичам.

Климат описываемого района резко континентальный, субарктического типа; характеризуется продолжительной малоснежной, весьма суровой зимой и коротким, сравнительно теплым летом.

Средняя температура января от –30° на юге до –40° на севере, минимальная температура доходит до –60°. Мощность снегового покрова не превышает 40–50 см, держится он в среднем 200–210 дней. Переход от зимы к лету короткий и резкий. Самым теплым месяцем является июль. Среднемесячная температура июля +14° (пос. Тура), максимальная – до +32–33°.

Годовое количество осадков не превышает 400 мм, из них 60–70% выпадает в июле и августе. Повсеместное распространение имеет вечная мерзлота, глубина залегания которой достигает 300 м и более.

В тесной зависимости от климатических особенностей находится гидрологический режим рек. Благодаря суровости климата реки продолжительное время скованы льдом. Вскрытие их происходит в конце мая и сопровождается паводком, высота которого на главных реках достигает 4–5 м. В июле в связи с летними дождями и таянием вечной мерзлоты наблюдается второй паводок, достигающий 3–4 м. В период осенних дождей (начало сентября) уровень воды в реках вновь несколько повышается, а вслед за этим происходит их резкое обмеление. Замерзают реки в конце сентября – начале октября.

Растительность района относится к области северной тайги и представлена главным образом даурской лиственницей. Отдельными участками встречается береза, на карбонатных почвах в глубоких долинах растет угнетенная сибирская ель. В бассейнах рек Пирда и Ейка отмечены небольшие массивы сосны. Нередко попадаются труднопроходимые заросли ольхи, ивы, карликовой березы. Последняя занимает большие площади на плоских заболоченных возвышенностях и выложенных долинах верховьев рек.

Выше границы леса, которая в северной части проходит на высоте 450–500 м, а в южной на высоте 700 м, растут редкие угнетенные экземпляры лиственницы, кусты ольхи и различные лишайники.

Животный мир сравнительно небогат, но довольно разнообразен. Из крупных млекопитающих водятся лось, северный олень, волк, росомаха, бурый

медведь; из пушных зверей – соболь, песец, горностай, белка, бурундук, ондатра; широко распространена водоплавающая птица. В реках и озерах много рыбы.

Район слабо населен. Коренной народностью являются эвенки. Они занимаются оленеводством, охотой и рыбной ловлей.

Основными путями сообщения служат нартовье зимники и тропы. Реки несудоходны. Важное значение имеет авиатранспорт.

Единственный населенный пункт на описываемой территории – пос. Эконда, входящий в Илимпейскую группу поселений Эвенкийского района Красноярского края. Эконда располагается на берегу р. Вилюй и удалена от районного центра (пгт Тура) на 200 км к северо-востоку. В поселке живет 273 человека (на 1.01.2014 г.), и почти все из них – эвенки.

Проезжимость территории плохая, обнаженность – слабая, естественные выходы горных пород приурочены к врезанным участкам речных долин и бровкам крутых склонов.

Геологическая изученность территории листа. Геологическая изученность территории листа неравномерна и весьма недостаточна. По многим показателям в этом отношении (объем структурного бурения, покрытие крупномасштабными геологическими съемками, обеспеченность геохронометрической информацией и т. д.) она уступает всем листам Анабаро-Вилюйской серии.

На сегодняшний день геологическое строение территории представлено комплектами Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 двух поколений, подготовленными ПГО «Аэрогеология». Комплект карт первого поколения листа Q-48 (р. Вилюй) с объяснительной запиской утвержден НРС в 1958 г. и издан в 1959 г. под редакцией Т. Н. Спизарского; комплект карт новой серии на сдвоенный лист Q-48,49 (Айхал) утвержден НРС в 1985 г. и издан (под редакцией Н. С. Малича и Л. М. Натапова) в 1991 г. без объяснительной записки.

Геологосъемочными работами масштаба 1 : 200 000 покрыто более 90 % территории, которые проводились ПГО «Аэрогеология», ПГО «Якутскгеология» и НИИГА с 1953 до 1982 г. По материалам этих съемок на территорию листа изданы 16 комплектов карт; еще 3 комплекта подготовлены (авторские варианты), прошли НРС в 1998 г., однако изданы не были.

Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 проводилась НИИГА только на территории Республики Саха (Якутия) (листы Q-48–69,70, Q-48–71,72), в рамках поисковых работ на алмазы в 1955 г., на перспективных участках, выделенных по результатам геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000.

Территория листа Q-48 относится к трем серийным легендам Госгеолкарты-200 (новая серия) – Мархинской (Мащак, 2002; глав. ред. М. С. Мащак), Верхневилюйской (Дукардт, 2000; глав. ред. М. С. Мащак) и Путоранской (не была составлена) и входит в Анабаро-Вилюйскую СЛ ГК-1000/3 (Мащак, 2009; глав. ред. М. С. Мащак).

Исследуемая территория обеспечена опережающей геофизической и дистанционной основами (подготовлены в ФГБУ «ВСЕГЕИ»); геохимическая основа создавалась параллельно с подготовкой современной геологической основой листа Q-48 в ФГБУ «ИМГРЭ».

В истории геолого-геофизического изучения рассматриваемой территории могут быть выделены шесть этапов, каждый из которых отличался масштабом геологических работ и их преобладающей направленностью.

1. Ознакомительный период (до 1918 г.).

2. Начальный (рекогносцировочный) период – конец 1910-х – середина 1940-х гг.

3. Первый период, в течение которого происходило создание геологической основы и проведены поисковые работы на алмазы (конец 1940-х – конец 1950-х гг.).

4. Второй период – площадная среднемасштабная геологическая съемка (начало 1960-х – начало 1980-х гг.).

5. Третий период с фокусированием исследований на изучение глубинного строения территории в нефтегазопромысловых целях (начало 1980-х – начало 1990-х гг.).

6. Современный период – фрагментарные геофизические профильные и площадные исследования и объемное геолого-геофизическое моделирование на основе обобщения поученной к настоящему времени информации.

Ознакомительный период. До 1918 г. целенаправленных геологических исследований не проводилось. Первая информация о геологии рассматриваемой территории была представлена А. Л. Чекановским в 1874 г. Его маршрут проходил от Ниж. Тунгуски до р. Оленёк через оз. Сурингда и р. Верх. Томба. Именно А. Л. Чекановский, отметив выходы кембрийских и силурийских карбонатных пород, обратил внимание на широкое развитие магматических образований, слагающих столовые возвышенности, и ввел в употребление термин «трапп». В 1905 г. появились первые сведения о геологии Мойеронского района в результате работ Хатангской экспедиции Русского географического общества под руководством И. П. Толмачева; на маршрутной геологической карте 100-верстного масштаба в долине р. Мойеро были показаны отложения кембрия, нижнего силура (т. е. ордовика), верхнего силура и перми, а также траппы [255].

Начальный (рекогносцировочный) период. Целенаправленное геологическое изучение центральной части Сибирской платформы начинается с исследований С. В. Обручева в 1918–1924 гг., по результатам которых им была выделена Тунгусская синеклиза, а выполняющий последнюю комплекс континентальных отложений объединен в тунгусскую свиту, подразделенную на продуктивную угленосную (С-Р) и верхнюю туфогенную (Р-Т) толщи [168]. Последующие маршрутные исследования уточнили геологическое строение ряда участков территории. Так, в 1931–1933 гг. В. Г. Дитмар, проводивший маршрутные исследования в верховьях р. Виллой и на его водоразделе с р. Ниж. Тунгуска с целью оценки перспектив района в отношении его платиноносности, составил схематическую геологическую карту масштаба 1 : 1 500 000, выделив кембрийские, силурийские и пермо-карбоновые отложения, эффузивные разности траппов, а также указал на наличие ледниковых отложений в Сурингдинской котловине и верховьях р. Виллой [76].

Геологические исследования Енисейско-Ленской экспедиции Арктического научно-исследовательского института под руководством Б. В. Ткаченко в 1936–1938 гг. в верховьях р. Виллой и по правым притокам р. Ниж. Тун-

гуска частично охватили и территорию листа Q-48. В результате была составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000, на которой тунгусская свита, названная ангарской серией, разделена на три толщи: продуктивную, туфогенную и туфолавовую, датированных соответственно ранней пермью, пермью – ранним триасом и ранним триасом на основании собранного богатого палеонтологического материала. Геолог Е. Н. Фрейберг, входивший в состав этой экспедиции, прошел маршрутом от пос. Тура в район озер Эконда, Сурингда и в верховья рек Вилюй и Мойеро, частично повторив маршрут А. Л. Чекановского и подтвердив широкое развитие траппов, представленных лавовыми покровами и редкими пластовыми и секущими интрузиями, а также впервые отметив обширные поля пирокластических образований. В работе, обобщающей результаты исследований экспедиции, дан подробный петрографический очерк эффузивных и интрузивных пород [254].

Важную роль в изучении траппов сыграла опубликованная в 1936 г. монография В. С. Соболева по петрологии траппов Сибирской платформы [216], основанная на геолого-петрографических исследованиях автора в среднем течении р. Ниж. Тунгуска (западнее рамки листа Q-48).

Наконец, в 1944 г. маршрутные поисково-разведочные работы на исландский шпат в бассейне р. Улахан-Вава проводил Л. П. Копаевич (Вилюйская экспедиция Союзного треста № 13), давший отрицательную оценку района на данный вид сырья.

К рекогносцировочному периоду примыкают и тематические работы (1947–1952 гг.) Московского филиала ВНИГРИ под руководством О. Л. Возвышаевой и В. В. Петропавловского, связанные с изучением потенциально нефтегазоносных пород в бассейнах рек Оленёк и Арга-Сала в связи с обнаружением выходов жидкой нефти на р. Кюэнеелекян.

Первый период. Планомерное комплексное изучение геологического строения территории листа Q-48 началось в 1948 г. Оно было вызвано началом широкомасштабных поисков алмазов на Сибирской платформе и включало наряду с поисковыми работами параллельное мелкомасштабное геологическое картирование. Поисковые работы в бассейне р. Вилюй проводились одновременно Орловской, Центральной, Амакинской экспедициями Союзного треста № 2 и Тунгусско-Ленской экспедицией ВСЕГЕИ. Последняя вела маршрутные геолого-геоморфологические исследования и шлиховое опробование в 1950–1954 гг. в бассейне р. Вилюй от устья р. Улахан-Вава до истоков и на Тунгусско-Вилюйском водоразделе под руководством В. Л. Масайтиса и С. Ф. Козловской, затем – Н. Н. Сарсадских. Здесь наряду с кембрийскими отложениями, выделенными ранее специалистами ВНИГРИ, авторами было подтверждено наличие силурийских, пермских и пермо-триасовых отложений и дано их литолого-петрографическое описание. По итогам исследований составлены геологические, геоморфологические и шлиховые карты масштаба 1 : 500 000 [383, 418], вошедшие в сводки по потенциальной алмазности Сибирской платформы (под редакцией И. И. Краснова). Именно во время этих работ были выявлены парагенетические спутники алмазов и разработаны новые минералогические критерии для поисков алмазов, которые привели к открытию кимберлитовых тел на прилегающих с востока

площадях. Одновременно (в 1951 г.) работы проводились М. Л. Лурье и другими в бассейне среднего течения р. Ниж. Тунгуска. Материалы по траппам, собранные В. Л. Масайтисом (впервые выдвинувшим концепцию их интрузивного генезиса) наряду с результатами работ М. Л. Лурье и другими по выявлению источников и путей переноса алмазов с изучением в связи с этим петрологии траппов в бассейне среднего течения р. Ниж. Тунгуска, сыграли решающую роль в разработке принципов типизации интрузивных и эффузивных траппов и в дальнейших обобщениях по интрузивным комплексам региона [42, 122, 130], которые до настоящего времени являются основой схемы расчленения интрузивных пород Тунгусской синеклизы.

Аналогичные геолого-геоморфологические исследования и поисковые работы на алмазы проводились Орловской экспедицией Красноярского геологического управления (КГУ) в бассейнах рек Туру, Корвунчана и верховьях р. Виллой партиями под руководством Г. М. Покровского [402] и А. В. Гладких [314], а по рекам Ейка и Пирда (в 1951–1952 гг.) под руководством С. М. Цейтлина [442]; Амакинской экспедицией – на левобережье р. Виллой, в бассейнах рек Паспорин, Верх. Виллойкан и Сред. Виллойкан партиями Б. И. Рыбакова, затем Н. Т. Родионова [410, 414]. В рамках поисковых работ в 1951–1952 гг. изучением геоморфологии и четвертичных отложений в долине р. Ниж. Тунгуска занимались С. В. Эпштейн и другие (ВСЕГЕИ), в бассейне р. Ейка на юго-востоке листа – Е. В. Тихомирова и С. М. Цейтлин (Орловская экспедиция), в долине р. Мойеро – С. А. Стрелков (НИИГА). В северной части территории поисковые работы проводились отрядами НИИГА под руководством Н. А. Борщевой и А. В. Зиза.

Несмотря на обнаружение нескольких зерен алмазов на р. Виллой [410] и Ниж. Томба [348], результатом всех поисковых работ было признание низкой перспективности территории на алмазы. Вместе с тем они привели к получению значительного объема информации по стратиграфии и тектонике региона, которая была использована для первых картосоставительских работ для всей территории. Так, С. А. Стрелков выделил в ордовикском разрезе три отдела и установил широкое развитие в долине р. Мойеро ледниковых отложений максимального оледенения [426].

Ограниченные поисковые работы на алмазы продолжались Амакинской экспедицией и в последующие годы в бассейнах рек Ниж. Томба, Ниж. Виллойкан, Могды [420]. Они подтвердили слабую зараженность современного аллювия зернами пиропов, но отсутствие перспектив алмазоносности.

Геологосъемочные работы масштаба 1 : 1 000 000 на территории листа Q-48 были начаты в 1948 г. на крайнем юго-востоке листа, на р. Ейка Тунгусской экспедицией ВСГУ [431]. На севере территории в бассейнах рек Мойеро и Оленёк – они проводились сотрудниками НИИГА под руководством Е. Н. Фрейберга (1952, 1954 гг.), А. А. Высоцкого (1952 г.) и Г. И. Поршнева (1954 г.), на востоке – Е. И. Подкопаева (1952 г.) [295]. При этих работах было проведено расчленение ордовикских и силурийских отложений, оконтуривание тел траппов и ареалов пермских отложений, выделены верхнемеловые–палеогеновые породы на р. Сида. Кембрийские породы были типизированы главным образом по результатам вышеупомянутых работ ВНИГРИ. Южная половина территории листа была покрыта комплексной

геолого-геоморфологической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 к 1953 г. под руководством И. Ф. Белостоцкой (Всесоюзный аэрогеологический трест, ВАГТ) [291].

Одновременно со съемкой проводились тематические исследования по литологии, расчленению и датированию стратифицированных образований в целях составления стратиграфической основы геологического картирования. Так, карбонатные толщи нижнего палеозоя на р. Мойеро были изучены в 1952 г. О. И. Никифоровой и А. А. Высоцким (ВСЕГЕИ), которые обосновали их отнесение к ордовику и силуру и расчленили на ярусы и свиты [396]. А. П. Лебедев, изучая интрузии Виллойско-Оленёкского водораздела в 1955 г., выделил интрузии разной степени дифференцированности [116].

В связи с находкой партией К. А. Иванова (НИИГА, 1953 г.) зерен алмазов в аллювии р. Ниж. Томба в северной и восточной частях листа Q-48, примыкающих к Якутской алмазонасной области, на Оленёк-Виллойском и Оленёк-Мойеронском водоразделах уже в 1953 г. началась среднемасштабная геологическая съемка. Она охватила листы Q-48-IV [415], Q-48-VI [299], Q-48-XVII и Q-48-XVIII (Е. И. Подкопаев, Н. А. Борщева, Г. И. Поршнева, В. А. Виноградов) [300]. Для двух последних планшетов геологические карты масштаба 1 : 200 000 (авторы А. Л. Гроздилов, Т. Н. Гроздилова) уже в 1957 г. были утверждены НРС ВСЕГЕИ и изданы в 1959 г. [64–67]. Одновременно были проведены поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 в северной части листа Q-48-XVIII (А. В. Зиза), в результате которых была установлена алмазонасность аллювиальных отложений верховьев рек Ниж. Томба, Нинима и Лев. Ниж. Виллойкан [348]. Отдельные находки алмазов здесь были сделаны в следующем году отрядом А. А. Горбунова (Михайловская экспедиция треста № 2).

К первой половине 1950-х годов относятся первые геофизические съемки. Бассейн верхнего течения рек Виллой и Туру покрыт аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000, проведенной Эвенкийской экспедицией ВАГТ [308, 440]. Эти съемки, несмотря на отсутствие фотопривязки и низкую точность аппаратуры, позволили получить первые данные о глубинном строении территории. Более точная карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 была составлена в результате работ того же масштаба, но на базе более совершенной аппаратуры и на более обширной площади, проведенных ЗГТ под руководством Е. А. Каспаровой в 1960–1962 гг. [354, 379]. В 1956–1957 гг. вся территория листа была охвачена аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 1 000 000 [373]. По материалам аэромагнитных съемок были составлены схемы основных структурных элементов центральной части Сибирской платформы, разграничены аномальные магнитные поля Тунгусского и Анабарского блоков, выделена региональная зона глубинных разломов в области их сочленения, а также поля развития траппов, поставлен вопрос о возможном наличии магнетитового и редкометалльного оруденения в верховьях р. Мойеро.

К 1955 г. мелкомасштабное картирование территории листа Q-48 завершилось работами НИИГА (Г. И. Поршнева, Е. Н. Фрейберг, З. И. Яшина) в бассейне верхнего течения р. Мойеро и левых притоков верховьев р. Виллой [406]. За 5 лет в ходе маршрутных геологосъёмочных, поисковых и специализированных исследований, охвативших всю территорию листа, были прове-

дены расчленение, типизация и корреляция стратифицированных и интрузивных образований с их отношением к определенным хроностратиграфическим таксонам. Кроме того, были выявлены отдельные точки кальцитовый (исландский шпат) и сульфидной минерализации, проявления углей, гипса, поделочных камней и т. п., выданы рекомендации по производству ГСР разного масштаба и прогнозные оценки на определенные виды сырья.

В 1956 г. экспедицией № 5 ВАГТ были проведены ревизионно-увязочные работы, завершившиеся в 1959 г. подготовкой и изданием в результате обобщения результатов всех перечисленных исследований листа Q-48 ГК СССР масштаба 1 : 1 000 000, подготовленный И. Ф. Белостоцкой, Н. А. Борщевой, А. А. Боручинкиной и М. М. Левитан под редакцией Т. Н. Спижарского [59]. В соответствии с данными вышеперечисленных геологических съемок на карте в палеозойской части разреза выделены расчлененные на уровне отделов кембрийские и ордовикские образования, лландоверийский и венлокский ярусы нижнего силура, нерасчлененные верхнесилурийские–нижнедевонские отложения, живетский ярус среднего девона и нерасчлененные пермские отложения. Нижнетриасовые вулканогенные образования расчленены на корвунчанскую, нидымскую, кочечумскую свиты. Среди рыхлых образований выделялись ледниковые отложения средне- и верхнечетвертичного возраста. Интрузивные породы отнесены к долеритам. Эта схема легла в основу создания Легенды Тунгусской серии листов масштаба 1 : 200 000, утвержденной НРС в 1960 г.

В том же 1959 г. материалы по листу были включены в Геологическую карту Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 (тоже под редакцией Т. Н. Спижарского), а также в тектоническую карту масштаба 1 : 2 500 000. В свою очередь, геологами НИИГА под руководством А. Л. Гроздилова в 1962 г. была составлена геологическая карта северо-восточной части Сибирской платформы в масштабе 1 : 500 000.

Второй период. С начала 1960-х годов интенсивность геологических исследований значительно выросла в связи с переходом к среднемасштабной геологической съемке, сопровождающейся тематическими и поисковыми работами на определенных перспективных участках. Основной объем геологосъемочных работ выполнен Аэрогеологической экспедицией № 5 ВАГТ (с 1973 г. – ВАНПО «Аэрогеология», с 1981 г. – ПГО «Аэрогеология»).

Первые среднемасштабные геологические съемки на основе Легенды Тунгусской серии листов проводились партиями ВАГТ в середине 1960-х – начале 1970-х годов в южной части листа Q-48, в ареале вулканогенной толщи – на листах Q-48-XXXI, XXXII под руководством В. П. Петрова [400], Q-48-XXXIII, XXXIV под руководством В. С. Скундина [422], Q-48-XXXV, XXXVI под руководством Э. Л. Фишера [435], Q-48-XIX, XX [293]. Геологические карты с объяснительными записками по перечисленным трапециям были утверждены соответственно в 1975 г. (автор Н. С. Воскресенская, издан в 1979 г. [28]), 1975 г. (автор И. П. Крумс, издан в 1979 г. [112]), 1971 г. (авторы Г. Х. Ян, Э. Л. Фишер, издан в 1985 г. [279]), 1974 г. (авторы А. В. Бененсон, Л. В. Костицына, издан в 1979 г. [19]).

Геологосъемочные работы сопровождались аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000 под руководством В. Д. Чебоксарова [332, 445]. При этих рабо-

тах были описаны проявления каменного угля, цветных металлов, исландского шпата и поделочных камней. В отношении всех этих видов сырья в 1960-е годы осуществлялись прогнозно-поисковые работы на ряде перспективных участков.

Первые специализированные исследования угленосных толщ карбона и перми с петрографическим изучением углей и подсчетом запасов углей для восточной части Тунгусского бассейна проводились в 1957–1959 гг. в бассейне верхнего течения р. Виллой под руководством А. В. Александрова (ЯФ СО АН СССР) [284]. Территория листа была частично затронута работами под руководством Ю. Р. Мазора (1968–1971 гг.), в результате которых были составлены прогнозные карты угленосности и качества углей восточной части Тунгусского бассейна масштаба 1 : 1 000 000 [378].

Важной частью геологических исследований в эти годы были поисковые работы на исландский шпат, охватившие большую часть ареала вулканогенной толщи. Первые такие работы были проведены еще в начале 1950-х годов Орловской экспедицией в долине р. Ниж. Тунгуска [307, 369, 456], а Нижне-Тунгусской экспедицией 10-го ГУ по рекам Пирда и Ейка [413], но к положительным результатам не привели. С 1959 г. начинаются планомерные поисковые работы на исландский шпат, проводимые экспедицией № 20 6-го ГУ, включавшие в т. ч. обследование выявленных ВАГТ точек минерализации и крупномасштабную геологическую съемку отдельных участков. Последующие работы проводились в 1959–1966 гг. в бассейне верхнего течения р. Туру И. П. Крумс [366], ей же – на р. Ниж. Тунгуска [365]; на р. Улахан-Вава – А. Х. Хакимовым и др. [437]; на юго-востоке листа (реки Вавукан, Ейка, Юнэжэн) – А. Н. Барановым [288]; в бассейне р. Корвунчана – К. И. Гридневым [325]. Были выявлены ряд шпатопроявлений, но все они признаны неперспективными, за исключением проявления Ленко; однако разведка последнего дала отрицательный результат [367]. В то же время детальные исследования вулканической толщи при поисковых работах позволили существенно уточнить ее стратиграфию [19, 119, 279]. Дополнительные работы в 1970–1972 гг. на участках по рекам Чина, Туру, Хорки и Подушка [421, 423], так же как и более широкие прогнозно-поисковые работы в южной части Нижнетунгусского шпатоносного района (1979–1983 гг.), подтвердили бесперспективность района на данный вид сырья [283].

Бесперспективность территории была признана и в отношении алюминиевого сырья (бокситов). Поисковые работы, проводившиеся ВАГТ в районе хр. Ихомигдэ в 1974 г., показали отсутствие продуктивных латеритных кор выветривания по траппам.

Поисковые работы на цветные металлы Амакинской экспедиции под руководством М. С. Мащака были сосредоточены в 1963–1965 гг. на дифференцированных базитовых интрузиях в верховьях рек Мойерокан и Верх. Виллойкан. В результате этих работ были установлены и изучены оруденелые зоны в интрузиях Велингна и Нинима [138, 385, 386].

Если не считать фрагментарных работ специалистов ВНИГРИ в 1940-х годах в бассейне р. Арга-Сала, первые специализированные исследования в связи с оценкой перспектив нефтегазности территории относятся ко второй половине 1960-х годов. Они проводились в 1966–1968 гг. в бассейне

р. Ниж. Тунгуска Т. К. Баженовой (СНИИГГиМС) в аспекте исследования геохимических аномалий [287], а в 1967–1971 гг. А. А. Юон и другими (ВАГТ) [470] – для выявления перспективных структурных ловушек. Положительная оценка таких перспектив в некоторой степени определила направление последующих геолого-геофизических исследований. Такой же вывод был сделан сотрудниками ВНИГРИ под руководством В. Д. Козырева в прогнозной карте перспективах нефтегазоносности Тунгусской синеклизы [38].

В аспекте тематических работ необходимо отметить литолого-стратиграфические и палеонтологические исследования осадочных толщ, имевшие результатом разработанные стратиграфические схемы для тех или иных таксонов и их групп, принятые за основу в легендах Анабарской и Тунгусской серий листов ГК-200. Для верхнего палеозоя Вилюйского района такая схема (утверждена МСК в 1965 г.) выработана А. И. Аверченко и А. Н. Толстых (ЯФ СО АН СССР) по результатам работ 1959–1963 гг. [3]. Схема расчленения девонских отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы была предложена В. В. Меннером (ИГиРГИ) в те же годы [144]; эта схема (с выделением кольдинской, разведочнинской, сидинской и юктинской свит) остается неизменной до настоящего времени. Изучение в 1969–1972 гг. мезозойско-кайнозойских отложений региона, в т. ч. в Муруктинской впадине (Л. Л. Исаева и др., ВАГТ), привело к разработке стратиграфической схемы кайнозойских (в т. ч. четвертичных) отложений [89].

Важное значение в региональном отношении имели детализация и уточнение опорного для Сибирской платформы разреза нижнего палеозоя на р. Мойеро. В начале 1960-х годов оно проводилось Е. И. Мягковой и О. И. Никифоровой [158]. Наиболее значимы для стратиграфических построений работы на р. Мойеро, предпринятые в 1974–1978 гг. Н. Н. Предтеченским, А. Я. Бергером (ВСЕГЕИ), Ю. И. Тесаковым (ИГиГ СО РАН, Новосибирск) и др.; аналогичные исследования были проведены в последующие под руководством Н. Н. Предтеченского и Ю. И. Тесакова на р. Ниж. Бол. Куонда за восточной рамкой листа [171, 194, 215, 407]. В результате ими была составлена основа для региональных стратиграфических схем ордовика, силура и девона Мойеронской и Моркокинской зон, применяемая в настоящее время.

Вулканогенные образования в юго-западной части листа изучались С. С. Кичкиной, А. А. Боручинкиной, Г. Н. Садовниковым и др. (ВАГТ). В результате были уточнены представления о строении стратифицированных толщ, проведено сопоставление разрезов, собраны детальные палеофаунистические, палеофлористические и палинологические коллекции для большинства стратонов [20, 298 и др.]. Богатый комплекс ископаемой флоры и фауны из вулканогенно-осадочных пород был собран палеонтологическим отрядом А. П. Степанова (ВАГТ) на р. Ниж. Тунгуска в 1965–1966 гг.

Интрузивные комплексы детально изучались специалистами Амакинской экспедиции во главе с М. С. Машаком в рамках поисковых работ на никель. В 1962 г. они проводили маршрутные петрографические исследования в долине р. Вилюй, а в 1963–1964 гг. – на Оленёк-Вилюйском разделе (в бассейнах рек Мойерокан, Верх. Томба, Ниж. Вилюйкан и др.). Результатами этих работ стало установление распространенности, картирование, расчленение и типизация интрузивных траппов на большей части территории листа, а также оценка

их перспектив на сульфидное оруденение [138, 385–387]. Широкое развитие дифференцированных интрузий долеритов в бассейне р. Мойерокан было уточнено тематическими работами отряда НПО «Аэрогеология» в 1972 г. (Л. И. Шахотько и др.).

Результаты вышеперечисленных исследований нашли отражение в региональных стратиграфических схемах для Сибирской платформы, утвержденных в 1978–1981 гг. [196, 197, 199].

В 1965–1967 гг. вся территория листа вошла в площадь гравиметрической съемки масштаба 1 : 1 000 000, проводившейся партиями КГУ под руководством А. П. Четвергова и В. А. Одегова [397, 455], а на юге (бассейн р. Пирда) – А. И. Терехиной [429]. При совместной интерпретации гравиметрических и полученных ранее магнитометрических данных в фундаменте и плитном чехле платформы выделены разновозрастные Тунгусский и Анабарский блоки, а в их пределах крупные поднятия и впадины (впоследствии подтвержденные более совершенными методами сейсморазведки и глубокого бурения), проведено структурно-тектоническое районирование осадочного чехла.

Получение представительной информации о структуре потенциальных полей обеспечило разработку региональных схем глубинного строения территории [74, 80 и др.]. К этому же периоду относятся региональные обобщения по магматизму, тектонике и металлогении [25, 42 и др.].

В последующие годы уточнением геологического строения рассматриваемой площади как фрагмента западной части Сибирской платформы занимались и геологи Геологосъемочной экспедиции КГУ, переименованной затем в ОАО «Красноярскгеолсъемка». В частности в 1972 г. геологами этой организации была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 500 000 под редакцией Д. И. Мусатова, М. Л. Шермана на всю территорию Красноярского края. В числе других обобщений по стратиграфии, тектонике и магматизму региона следует назвать работы, представленные Э. Э. Фотиади [268], Н. С. Маличем, В. Л. Масайтисом [34, 42, 125], М. П. Гришиным [63, 328, 329 и др.], Д. И. Мусатовым, Н. Н. Дашкевичем, В. И. Яскевичем и др. [74], К. А. Савинским [204], В. И. Бгатовым [16] и многими другими.

Пик геологического изучения района приходится на 1970-е годы. Он связан с проведением групповой геологической съемки (ГГС) масштаба 1 : 200 000, которая охватила более 80 % территории листа Q-48. На большей ее части, включавшей 24 планшета масштаба 1 : 200 000, ГГС осуществлялась ВАНПО «Аэрогеология» под руководством Г. Н. Садовникова (1972–1973 гг.) и В. Г. Черенкова (1974–1982 гг.), в северо-восточной части листа (пять планшетов масштаба 1 : 200 000) – Амакинской ГРЭ под руководством Б.Н. Полунина. Работы велись путем детального изучения опорных, наиболее информативных участков с ограниченным объемом картировочного бурения (15 скважин глубиной до 100 м) с последовательным сгущением сети полевых маршрутов, с использованием аэровизуальных и авиадесантных маршрутов. Как и при ранее проведенном на южных листах среднемасштабном картировании, параллельно под руководством Е. К. Германова проводилась аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 (Северо-Енисейская геофизическая экспедиция КГУ), по результатам которой построены карты типов магнитного поля, схемы их геологической интерпретации и тектонического строения территории [311],

312]. Работы, к которым были привлечены большое количество специалистов из ВАГТ, а также ПИН и ГИН АН СССР, ГУЦР, МГУ, ВНИГРИ, включали детальные литолого-стратиграфические, палеонтологические, петрографические, минералогические, петрофизические, петрохимические, геоморфологические исследования, а также обобщение и анализ всех накопленных данных с созданием схем корреляции стратифицированных образований и интрузивных тел, схем тектонического и глубинного строения. В результате ГГС были составлены кондиционные геологические карты масштаба 1 : 200 000 с детальными объяснительными записками, обеспечивающими основной объем геологической информации по территории листа Q-48 [404, 446, 447].

Издание этих геологических карт с проведением некоторого объема редакционно-увязочных работ, учетом данных геофизических съемок и новых аналитических данных заняло 20 лет. Листы Q-48-XXI, XXII (Эконда), Q-48-XXIII, XXIV (р. Ср. Виллойкан), Q-48-XXV, XXVI (р. Чина), Q-48-XXVII, XXVIII (верховье р. Туру), Q-48-XXIX, XXX (р. Вавукан) (сост. М. М. Левитан, Н. И. Емельянов, Б. Н. Леонов, И. М. Маловецкая, Г. Х. Ян) утверждены НРС в 1984 г.; Q-48-IX, X (верховья р. Мойерокан), Q-48-XIII, XIV (р. Далкит), Q-48-XV, XVI (р. Майнгундахон) (сост. А. Т. Стулов, М. А. Бардеева, З. С. Бобкова, Н. А. Веселовский, Г. Х. Ян) – в 1988 г.; Q-48-VI (р. Салка), Q-48-XI, XII (р. Верх. Томба) (сост. Б. Н. Полунин) – в 1986 г. Издание листов (для двух последних планшетов – без объяснительных записок) имело место в 1993–1999 гг. [118, 119, 183, 184, 237]. Часть листов – Q-48-I, II (оз. Еромом), Q-48-III, IV (р. Хунгтукун), Q-48-VII, VIII (р. Делингдэкон) – так и не были изданы, хотя и подготовлены для того в 1998 г. [296].

Вне рамок среднемасштабной геологической съемки остался лист Q-48-V, однако он вместе с двумя более западными планшетами входил в площадь поисковых работ на алмазы, проводившихся Оленёкской партией ГСЭ ПГО «Красноярскгеология» под руководством А. В. Крюкова в 1976–1980 гг. В ходе этих работ была также составлена геологическая карта масштаба 1 : 200 000, а также проведены детальные структурные построения; вдоль северной рамки листа выделен Аргасалинский ореол пиропов [368]. Структурные съемки, но с целью выделения локальных структур в нефтегазопоскожных целях, проводились также и в других районах территории – в частности, А. А. Россихиным и Е. Э. Майерле в лавовом поле на юго-западе листа [411], а З. И. Бурминым и Ю. А. Лапшиным – в полосе силурийских пород в междуречье Котуй–Мойеро [303].

Параллельно с ГГС-200 территория листа в 1977–1982 гг. входила в площадь работ ПГО «Аэрогеология» по космофотогеологическому картированию (КФГК) Сибирской платформы масштаба 1 : 1 000 000 [461], имевшему определенное значение для уточнения тектоники и глубинного строения территории.

Новые сведения по структуре потенциальных полей и, опосредованно, по глубинному строению отдельных участков территории листа, помимо вышеупомянутых магнитометрических работ, получены в середине 1960-х – начале 1980-х годов, в первую очередь при магнитотеллурическом профилировании (МТП) и зондирования (МТЗ). В частности, В. А. Шапоревым (КГУ) по данным маршрутных съемок по долинам рек Ниж. Тунгуска и Туру выделена

Центрально-Тунгусская впадина и намечен рифейский прогиб [460]. Электро-разведочные работы на северо-востоке [350, 403] и северо-западе (долина р. Мойеро) (Л. А. Варламова, ПГО «Енисейгеофизика») [305]) листа были важны для моделирования структуры земной коры в этих районах.

К другим детальным геофизическим исследованиям относятся аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 территории по правобережью рек Ниж. Томба и Оленёк в 1973–1974 гг. [315, 430], а также в междуречье Мойеро – Арга-Сала [459], а также гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000, проведенная Гравиметрической экспедицией № 3 КГУ в ареале развития вулканогенного комплекса, охватывающем большую часть южной половины листа [285, 294, 412, 463].

К 1974 г. относится начало сейсмических исследований территории и соответствующего моделирования строения земной коры. Восточная ее часть была затронута региональным профилем точечных зондирований ГСЗ (Мархинская партия ЯГГУ, 1974–1977 гг.) [286], юго-западная – сейсмозондированием МОВ (Борская экспедиция треста «Красноярскнефтегазразведка») [344].

В 1978 и 1981 гг. территория листа пересечена профилями ГСЗ «Кратон» (Березово – Усть-Мая) и «Шпат» (Барнаул–Тикси), отработанными СРГЭ «Союзгеофизика» под руководством Н. М. Чернышева [449, 451] и переработанными позднее Центром ГЕОН [343]. Эти данные служат основой для моделирования строения консолидированной коры.

На основе результатов среднемасштабных геологических съемок в 1984–1985 гг. подготовлена к изданию СССР масштаба 1 : 1 000 000 листов Q-48, 49 (Айхал) (новая серия) (Г. Н. Садовников и др., КАГЭ № 3 ПГО «Аэрогеология»), на которой были отражены все последние сведения о геологии и полезных ископаемых региона [56–58]. Она включала Геологическую карту дочетвертичных образований, Карту четвертичных отложений и Карту полезных ископаемых; объяснительная записка к Геологической карте, однако, не была издана. По сравнению с предшествующим поколением ГК-1000 [59] на карте было существенно детализировано расчленение всех стратифицированных и интрузивных образований, а также подробно представлена тектоническая структура региона.

В ходе геологосъемочных работ были получены многочисленные данные по литологии, стратиграфии, палеонтологии, сыгравшие существенную роль при различных обобщающих работах, выпущенных в 1970–1980-е годы. Среди них наиболее информативными в отношении рассматриваемой территории являются работы ВСЕГЕИ под руководством Н. С. Малича [36, 248, 249 и др.], СНИИГГиМС по глубинному строению территории [328, 330, 428], сотрудников ПГО «Красноярскгеология» по составлению полистных геолого-геофизических карт глубинного строения с целью прогноза нефтегазоносности под руководством Н. Н. Дашкевича [335] и геологическая карта масштаба 1 : 500 000 северо-западной части Сибирской платформы Е. М. Грабовской [321], обобщающие работы по стратиграфии региона [149, 171, 215, 333 и др.].

Третий период. Геологическое изучение территории в среднем масштабе было полностью завершено к началу 1980-х годов. В силу этого исследования

следующего этапа были сфокусированы на создании на основе комплексных геофизических исследований, опирающихся на данные глубокого бурения, моделей глубинного строения, главным образом в целях прогноза и поисков нефтегазоносных объектов путем выявления и изучения стратиграфических, литологических, структурных, неотектонических, геохимических и других предпосылок нефтегазоносности.

Площадь удаленных от известных месторождений УВ внутренних частей Курейской синеклизы, включающая территорию листа Q-48, оставалась на периферии этих широкомасштабных исследований, сосредоточенных главным образом в более южных, юго-западных и восточных районах. С 1981 г. на юго-восточном борту Курейской синеклизы по направлению с юга на север бурятся глубокие параметрические и поисковые на нефть и газ скважины, из которых для понимания глубинного строения территории листа Q-48 важнейшее значение имеют скважины Хошонская-256 и Кислоканская-1 (лист P-48), первая из которых вскрыла весь разрез осадочного чехла (включая рифей) и вошла в кристаллический фундамент. Во внутренних районах Курейской синеклизы структурное бурение проведено на Кирамкинской, Кочечумской (в устье р. Юктэли) и Чириндинской площадях, расположенных в 50–100 км от западной рамки изучаемого листа. В скважинах проведены сейсмокаротажные наблюдения и ВСП, материалы которых используются при анализе волнового поля, стратификации отражающих горизонтов, уточнении скоростных характеристик разреза.

Региональные сейсмические работы по методике МОВ и ТЗ МПВ [443], но главным образом МОГТ, проведенные с начала 1980-х годов ПГО (позднее ГПИ) «Енисейгеофизика», охватили западную и частично южную части листа (бассейн р. Мойеро и междуречье Виллой – Ниж. Тунгуска). По их результатам были прослежены опорные сейсмические горизонты, отождествленные с определенными стратиграфическими разделами в пределах плитного чехла, и на этой основе построены структурные и литолого-фациальные схемы территории для различных тектоностратиграфических уровней [290, 360, 408, 439, 465–469]. Ряд участков на востоке листа (территории ЯАССР) – на лево- и правобережье р. Виллой входил в площади сейсморазведочных работ масштаба 1 : 500 000, осуществлявшихся в 1988–1992 гг. ПГО «Ленанефтегазгеология» и Ботуобинской ГРЭ НПО «Якуталмаз».

В помощь нефтегеологическому районированию проводились аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 (Северо-Енисейская геофизическая экспедиция, 1986–1990 гг.) на отдельных участках [362, 444].

На основе анализа результатов сейсморазведки в комплексе с данными МТЗ, МТП, среднемасштабной гравиразведки, высокоточной аэромагнитной съемки, данных геохимических исследований в последующие годы специалистами ПГО «Енисейнефтегазгеология», ОАО «Енисейгеофизика», ОАО «Красноярскгеофизика», СНИИГТиМС, КНИИГТиМС выполнены построения по рельефу кристаллического фундамента, а также по его структуре и структуре земной коры в целом, нефтегеологическому районированию, расчленению и корреляции рифейского комплекса. Среди этих обобщений необходимо отметить работы Н. Н. Дашкевича, В. С. Старосельцева, М. П. Гришина, В. А. Кринина, Г. Д. Назимкова, Ю. А. Филиппова, А. Э. Конторовича [101, 110, 139, 219,

220, 238, 240, 264, 334, 377, 392, 394, 395, 428 и др.]. По материалам этих обобщений была составлена структурная схема по кровле вендских отложений в масштабе 1 : 1 500 000 на всю западную часть Сибирской платформы, служащая основой районирования Курейской синеклизы [102, 356].

Современный период. Интенсивные сейсмические исследования по изучению глубинного строения были резко сокращены в начале 1990-х годов, оставляя место лишь разностороннему обобщению их результатов (см. выше). Помимо этого, появлялись сводные работы геологического содержания, среди которых важно отметить новую Геологическую карту Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 под редакцией Н. С. Малича [32] и новую Геологическую карту Эвенкийского округа масштаба 1 : 1 000 000 [297]. Особо необходимо выделить серию «Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири», выпускавшуюся под редакцией А. Э. Конторовича с 2000 г. и включающую детальную информацию о стратиграфии, палеонтологии, литолого-фациальном районировании рифей-вендских, кембрийских, ордовикских, силурийских отложений Сибирской платформы [214, 227–229].

К наиболее важным для картосоставительских работ обобщающим исследованиям относится создание в первую декаду XXI в. Легенды Анабаро-Вилюйской серии листов [374] и региональных стратиграфических схем для различных систем палеозоя.

Немногочисленные тематические исследования касались частных вопросов – палеомагнитных исследований [176] или изотопной геохимии [182] палеозойских карбонатных пород на р. Мойеро, петрологии отдельных трапповых интрузий [257].

В период 2007–2010 гг. ГУГГП РС «Якутскгеология» была выполнена государственная гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 на Джарской площади, соответствующей листу Q-48-VI [432].

В 2011–2015 гг. Амакинская ГРЭ ЗАО «АЛРОСА» проводит мелкомасштабные поисковые работы на алмазы в бассейнах верхних течений рек Ниж. Томба, Могды, Моркока, захватывая как восточную часть листа Q-48, так и западную часть листа Q-49. [380]. Эти работы ЗАО «АЛРОСА» проводила за счет собственных средств, и доступ о результатах работ для других организаций был закрыт в ранге коммерческой тайны. Тем не менее из сторонних источников известно, что авторы выделили перспективную на алмазы Нижне-Томбинскую площадь с прогнозными ресурсами по категории P₃ 30,8 млн карат.

Лишь с 2007 г. происходит возобновление работ по глубинному геофизическому профилированию для целей прогноза нефтегазоносности рифейских, вендских и кембрийских отложений. Юго-западная часть листа Q-48 затронута проведенными ООО «Эвенкиягеофизика» региональными сейсморазведочными работами на Кислоканской площади [353]. Однако важнейшее значение для моделирования строения плитного чехла и оценке перспектив выявления нефтегазоносных объектов имеют профильные сейсморазведочные работы (МОГТ) в комплексе с гравиразведкой и аэрогеофизическими исследованиями, осуществленные ОАО «Енисейгеофизика» по профилю-рассечке к опорному профилю пос. Тура – скв. Чириндинская-271 (под руководством А. А. Евграфова) [339] и особенно – по профилю скв. Хошонская-256 – р. Мойеро

(под руководством Н. А. Горюнова) [320]. Последний – длиной 525 км (из которых 350 км – по площади листа Q-48) – сопровождался профилем-рассечкой северо-западного направления (229 км), увязывающим его с профилем Тура–Чиринда, и параллельным рассечке к последнему, проходящей в 230 км севернее. В полосах шириной 10 км вдоль профилей выполнялись аэромагнитная (масштаба 1 : 100 000), аэрогеохимическая и гравиметрическая (масштаба 1 : 200 000) съемки. По результатам профилирования были построены ряд геолого-геофизических профилей и структурно-тектонические карты территории, обобщающие всю актуальную к настоящему времени информацию по глубинному строению осадочного чехла, включая оконтуривание площадей развития рифейского комплекса и литофациальное районирование венд-нижнепалеозойского структурного яруса.

Эти работы были детализированы последующими комплексными геофизическими (сейсморазведка МОГТ, электроразведка МТЗ, аэрогеохимическая съемка) исследованиями на выделенной в юго-восточной части листа перспективной Верхневилуйчанской площади [340, 341]. В результате был выявлен ниже-среднекембрийский рифовый барьер, установлено его строение и обосновано предложенное параметрическое бурение на данной площади.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа Q-48 установлены шесть комплексов стратифицированных отложений, соответствующих определенным тектоностратиграфическим единицам (структурным ярусам и подъярусам): 1) терригенно-карбонатные образования нижнего палеозоя (средний кембрий – ордовик); 2) морские карбонатные, карбонатно-терригенные и сульфатно-карбонатно-терригенные отложения среднего палеозоя (силур–девон); 3) континентальные угленосные терригенные породы среднего–верхнего карбона и перми; 4) вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования нижнего триаса; 5) терригенные континентальные осадки верхнего мела – палеогена; 6) рыхлые отложения четвертичной системы. Очевидно из сопоставления с геологическими материалами по смежным листам [51] и геофизического моделирования, что в северной части листа Q-48 чукукская свита среднего кембрия подстилается полным непрерывным разрезом верхневендских–среднекембрийских преимущественно карбонатных отложений, включающих силигирскую (Є_2sl), джахтарскую ($\text{Є}_2dž$), оленёкскую (Є_2ol), куонамскую (Є_{1-2kn}), эмяксинскую (Є_1em), манькайскую ($V_2-Є_1mn$) и старореченскую свиты (V_2st); южнее рифовые отложения чукукской свиты фациально замещаются осадками хабардинской (Є_2hb), малыкайской (Є_2ml) и мархинской (Є_{2-3mr}) свит. В основании вендско-кембрийского разреза залегают, вероятно, образования кристаллического фундамента ($AR-PR_1$), представленные гнейсами различного состава, и местами – терригенно-карбонатные отложения рифея. Все эти образования показаны на геологическом разрезе и, соответственно, в легенде к геологической карте, но в гл. «Стратиграфия» не описаны, поскольку на территории листа Q-48 лишь предполагаются по косвенным данным. Данные об их структурно-вещественных параметрах приводятся в гл. «Тектоника» при характеристике соответствующих тектоностратиграфических единиц (структурных этажей и ярусов).

Стратиграфическое расчленение геологических образований проведено согласно СЛ-1000 Анабаро-Вилуйской серии листов [374], существующим региональным стратиграфическим схемам, принятым и утвержденным МСК в 1969–1983 гг. [196, 197, 199], с учетом дополнений и изменений, внесенных в последних Постановлениях МСК, касающихся уточнения и усовершенствования региональных стратиграфических схем соответствующих систем для Сибирской платформы [92, 186, 187–190, 195].

В основу районирования территории листа Q-48 положен принцип выделения структурно-формационных единиц (областей, зон, подзон) для каждого структурного яруса, в отдельных случаях – для его частей. Установленные на листе Q-48 доплиоценовые геологические образования представляют четыре структурных яруса: вендско-нижнепалеозойский (вендско-ордовикский), среднепалеозойский (силурийско-девонский), верхнепалеозойско-нижнемезозойский (среднекаменноугольно-нижнетриасовый) и верхнемезозойско-нижнекайнозойский (верхнемелово-палеогеновый). Перечень выделенных для каждого этапа структурно-формационных единиц приведен в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Структурно-формационное районирование территории листа Q-48

Структурный ярус, подъярус	Система, отдел	Структурно-формационная область (СФО)	Структурно-формационная зона (СФЗ)	Структурно-формационная подзона (СФпЗ)
Верхнемезозойско-нижнекайнозойский	K ₂ -P	Среднесибирская	Мойеро-Муруктинская	
Верхнепалеозойско-нижнемезозойский	C ₂ -T ₁	Анабаро-Тунгусская	Анабарская	Маймеча-Мойеронская Верхневиллойская
			Виллойско-Котуйская	
			Маймеча-Виллойская	
			Тунгусско-Виллойская	
			Центрально-Тунгусская	
Среднепалеозойский	S-D	Лено-Тунгусская	Котуйско-Виллойская	Мойеронская Моркокинская
Среднекембрийско-ордовикский	Є ₃ -O	Котуйско-Виллойская	Котуйская	Мойеронская
				Мархинско-Моркокинская
	Є ₂₋₃	Турухано-Олёкминская	Тунгусская	
				Юдомо-Оленёкская

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские образования, представленные средним (верхняя часть) и верхним отделами, выходят на поверхность лишь в северо-восточной части листа Q-48. На остальной территории они, так же как и подстилающие нижне- и среднекембрийские отложения, перекрыты более молодыми формациями. Вблизи северо-западного угла рамки листа за его пределами кровля кембрия вскрыта (в пределах структурных поднятий) на абсолютной отметке примерно –960 м (скв. Чириндинская-271), за южной рамкой листа – порядка –1800 м (скв. Кислоканская-1).

Выходящие на поверхность кембрийские отложения расположены на юго-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы. Все они относятся к единому циклу седиментации, но представляют различные фациальные обстановки морского бассейна. В соответствии с фациальным районированием Сибирской платформы для позднекембрийской эпохи развитие на уровне современного эрозионного среза отложения отнесены к Турухано-Олёкминской СФО, включающей для этой эпохи отложения соответственно краевой части внутреннего шельфа (приливно-отливной равнины) – сероцветные и пестроцветные карбонатные породы мархинской и онхойюряхской свит, и рифового барьера – карбонатные образования чукукской свиты, переходящие за северной рамкой листа к осадкам открытого бассейна (Юдомоло-Оленёкская СФО).

Чукукская свита (Є₂₋₃ck) выделена В. В. Грициком [61] на р. Чукук-Юрягэ (правый приток р. Оленёк) на сопредельной с востока территории, где она вскрыта многочисленными скважинами. В стратотипической местности представлена преимущественно обломочными карбонатными породами – грубокослоистыми калькаренитами, кальци- и долорудитами, оолитовыми и пизолитовыми карбонатными (доломито-известняковыми) алевропесчаниками. Однако литологический состав чукукской свиты, ее возрастной объем и соотношения со смежными местными подразделениями существенно меняются в пределах площади распространения. Это обусловлено тем, что данная формация представляет собой поясообразный рифово-баровый комплекс, оконтуривающий северо-восточную окраину Турухано-Иркутско-Олёкминской карбонатной платформы [241]. С подстилающими (удачнинская, силигирская, сибиктенская свиты) и перекрывающими (мархинская свита) отложениями границы согласные. При этом по результатам седиментологического анализа предполагается фациальное замещение рифового комплекса (чукукская свита) преимущественно красноцветными сульфатсодержащими доломитосиликатными алевропелитами низов мархинской свиты, которые представляют собой субаэрально-себховые и лагунно-шельфовые образования. Такое замещение происходит не только по латерали внутрь карбонатной платформы, но и снизу вверх в разрезе из-за устойчивого регрессивного смещения обстановок осадконакопления, в связи с чем чукукская свита и перекрывается мархинской [227].

В пределах листа Q-48 отложения чукукской свиты слагают склоны и днища долин рек бассейна р. Арга-Сала. Она сложена переслаиванием тонко- и мелкозернистых известняков, доломитов и их глинистых (до мергелей) и алевролитистых разностей; мощность прослоев – от 0,1 до 7 м. Для всего разреза характерны светлая окраска пород, примесь песчанистого и гравийного карбонатного (преимущественно известнякового) материала и развитие стилолитовых швов. Обломочный материал распределен неравномерно, характеризуется как угловатым, так и окатанным обломком, вплоть до появления линз рудитов и калькаренитов до 0,1 м мощностью.

По литологическим особенностям на левобережье р. Арга-Сала выделены две пачки [404]. Нижняя пачка (мощность – 45–50 м) сложена толстоплитчатыми и массивными известняками и доломитами с прослоями оолитовых и водорослевых известняков. Верхняя пачка «пятнистых известняков» (105–110 м)

представлена переслаиванием массивных известняков, глинистых и алевроитистых известняков, кавернозных водорослевых известняков светло-серых и буроватых, зеленовато-серых, с пятнами неправильной формы и линзами желтовато-серых, серых и светло-коричневых известняков.

Видимая мощность чукукской свиты в бассейне р. Арга-Сала составляет 150–160 м [404]. Верхняя граница проводится по появлению в разрезе красноцветных отложений мархинской свиты.

В пачке «пятнистых известняков» (т. е. в верхней части свиты) на р. Арга-Сала собраны остатки трилобитов *Kuraspis antiqua* Ros., *K. acricula* Ros., *K. similis* Tchern., *Parakoldinia salairica* (Sivov), *Pesaiella perfida* (Tchern.), *Brassicicephalus jakuticus* Laz. [233, 404]. Перечисленные виды характеризуют тавгийский и мадуйский горизонты [203] и соответствуют стратиграфическому интервалу чукукской свиты, определенному в стратотипическом районе по фаунистическим комплексам как аюсокканский ярус среднего кембрия – низы сакского яруса верхнего кембрия (нганасанский, тавгийский, мадуйский и энцийский горизонты) [227].

Мархинская свита (Є_{2-3mr}) выделена в 1952 г. Б. Н. Леоновым с соавторами на р. Марха, стратотип не указан [233]. В качестве гипостратотипа свиты предложен разрез скв. 95 в Верхнемархинском районе (на прилегающей с востока к листу Q-48 территории) как наиболее представительный по полноте и палеонтологической охарактеризованности [161, 227]. В стратотипе мархинская свита представлена переслаивающимися известняками, доломитами глинистыми, обломочно-оолитовыми и водорослевыми, мергелями, аргиллитами, силикатно-карбонатными алевролитами, карбонатными песчаниками и плоскогалечными конгломератами, однако ее литологический состав характеризуется существенной латеральной изменчивостью.

На территории листа Q-48 мархинская свита представлена широкой субширотной полосой по правобережью р. Арга-Сала до р. Мойеро. Разрезы свиты описаны в западной части ареала – на р. Мойеро в районе устья р. Делингнэ [447] и в его восточной части на реках Салка, Алылах и др. [404] (рис. 2). На остальной территории породы свиты установлены лишь в высыпках щебня и плитчатых глыб.

Мархинская свита подстилается с фациальными переходами чукукской свитой и согласно перекрывается по всему ареалу онхойюряхской свитой. В направлении с востока на запад литологический состав мархинской свиты изменяется в сторону замещения известняков доломитами; в этом же направлении падает мощность свиты.

В восточной части ареала свита представлена тонким, часто ритмичным чередованием слоев до 6 м мощности известняков различной окраски (зеленовато-серых, светло-серых, коричневых, желто-серых, пятнами голубовато-зеленых) с многочисленными тонкими линзами и включениями неправильной формы глинистых известняков. Присутствуют также прослойки красноцветных кальцилитоидов, плоскогалечных известняковых конгломератов, водорослевых известняков, доломитов, домеритов, мергелей. Известняки преимущественно тонкозернистые, с тонко- и среднеплитчатой отдельностью. Наблюдается редкая примесь карбонатной гальки и гравия. На поверхностях напластования встречаются следы ползающих организмов, знаки волновой

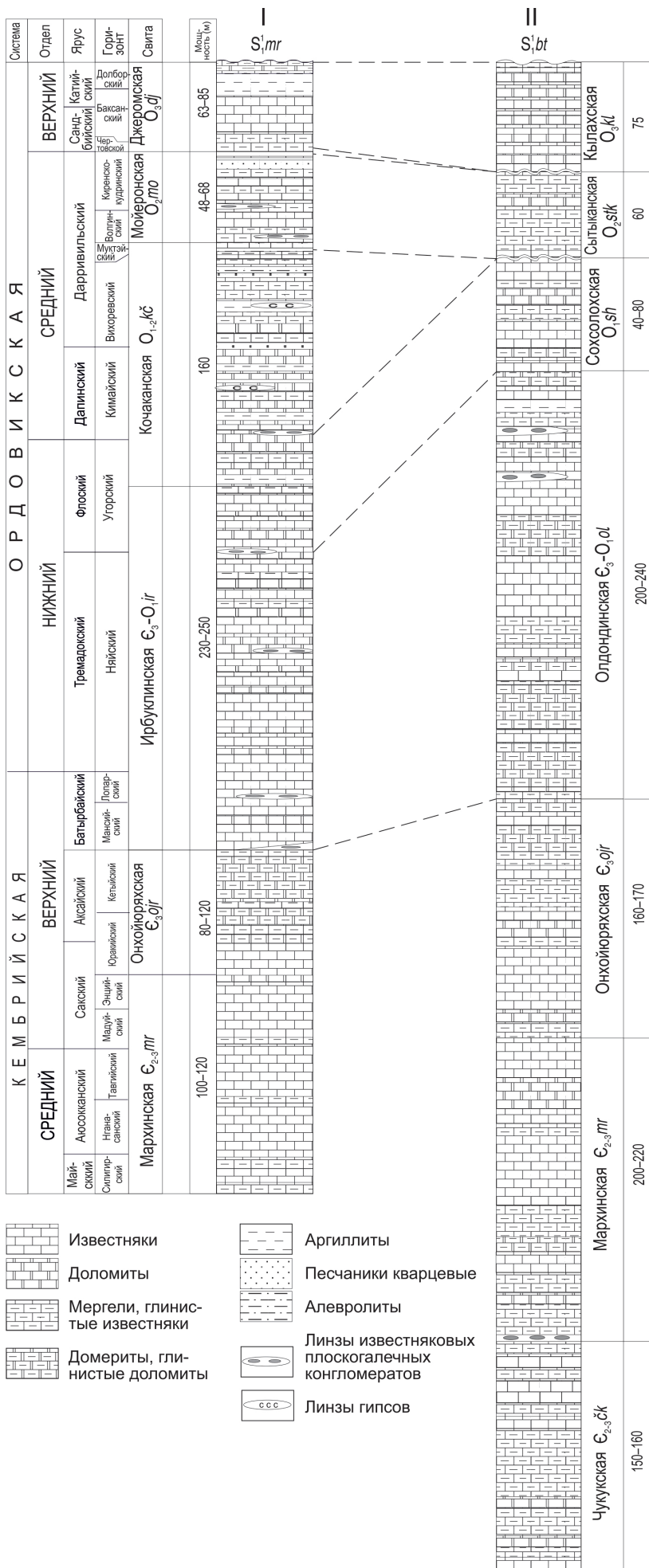
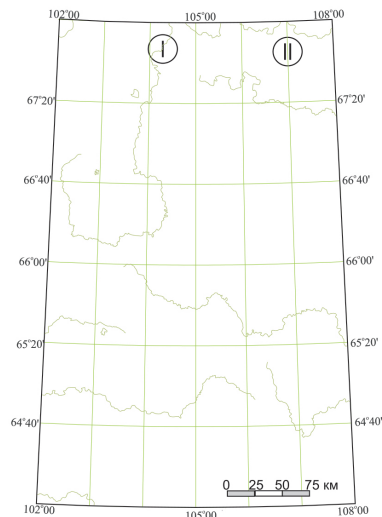


Схема расположения разрезов



Мойеронская СФЗ:
I – составной разрез по р. Мойеро
[157, 232, 296, 447]

Мархинско-Моркокинская СФЗ:
II – сводный разрез, бассейн
р. Арга-Сала [404]

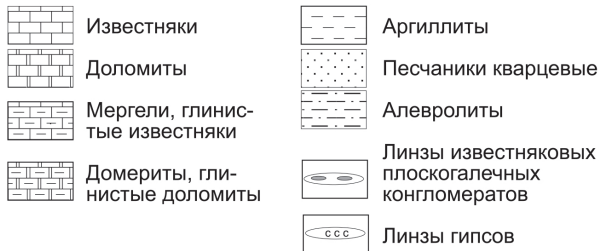


Рис. 2. Схема корреляции разрезов кембрия и ордовика.

ряби, трещины усыхания и другие признаки мелководного бассейна. Обычны гнезда кальцита, а в верхней части свиты иногда и гипса. Известняковые конгломераты образуют прослои и линзы до 0,8 м мощности, сложенные гальками от 1 до 12 см в длину, сцементированными тем же известковым материалом и включающие линзы известняков. В верхней части свиты (примерно на уровне 70–75 м ниже кровли) появляются доломиты и домериты, образующие прослои до 5 м мощности, а также пестроцветные мергели (до 1,5 м). Эти породы составляют соответственно не более 8 и 1 % разреза мархинской свиты в описываемом районе.

В западной части листа, на р. Мойеро к мархинской свите отнесена толща, которая картировалась при среднемасштабных геологосъемочных работах либо как средняя толща верхнего кембрия [447], либо как верхняя подсвита эйринской свиты [296]. Она характеризуется довольно монотонным строением и представлена чередованием слоев и линз сероцветных известняков, различных по характеру отдельности (массивные, тонко- и толстоплитчатые, комковатые) и содержанию глинистой и алевролитистой составляющей. Редко известняки темно-серые слабобитуминозные. Наблюдаются единичные прослои (не более 1–2 м мощности) зеленоватых известковых мергелей и более мощные прослои (до 4 м) известковистых доломитов. В нижней (35–40 м) части разреза присутствуют частые прослои (до 0,8 м мощностью) водорослевых и органогенно-обломочных известняков, а также линзы (до 0,3 м) известняковых плоскогалечных конгломератов.

Мощность мархинской свиты в вышеописанном объеме в целом падает по простиранию в запад-северо-западном направлении. В восточной части ареала она составляет 200–220 м, в западной (на р. Мойеро) – не более 120 м, что в 3–6 раз меньше установленной на прилегающей с востока территории (в Верхнемархинском районе). Далее к северо-западу она падает до 40 м (на левобережье р. Котуй за рамкой листа [51]).

На различных уровнях разреза мархинской свиты собраны брахиоподы отрядов Orthida и Obolellida, а также остатки трилобитов *Letmiites jakuticus* (Laz.), *Plethopeltoides lepidus* Laz., *Koldinia minor* Kob., *K. sp.*, *Kuraspis antiqua* Ros., *Parakoldinia salairica* (Sivov), *Parakoldinia striata* Ros., *P. sp.*, *Faciura infida* Laz., *F. sp.*, *Nordia veta* Ros., *N. sp.* [404]. На р. Мойеро отмечены находки брахиопод рода *Lingulella* и трилобитов *Homagnostus fecundus* Pokr. et Erg. [346, 447]. Перечисленные виды представляют широкий стратиграфический интервал – от верхов майского яруса среднего кембрия до середины сакского яруса верхнего кембрия (энцийский горизонт) [227], т. е. близкий к соответствующему интервалу чукукской свиты. С учетом стратиграфической типизации мархинской свиты в более фаунистически представительных разрезах Верхнемархинского района [227], ее возраст на рассматриваемой территории принимается как майский–сакский века среднего–верхнего кембрия.

Онхойюряхская свита (*Є₃ojr*) выделена Б. Б. Шишкиным в 1989 г. [200] из состава верхней части мархинской свиты в Далдино-Алакитском районе; названа по р. Онхой-Юрях, вблизи которой описаны стратотип (скв. 415, инт. 568–668 м) и парастратотип (скв. Сохолохская 706, инт. 363–467 м) свиты. Рядом исследователей в этом стратиграфическом интервале выделяется моркокинская свита [6, 210 и др.], которая принята и в Анабаро-

Виллюйской СЛ-1000. Однако в Региональной стратиграфической схеме кембрийских отложений Сибирской платформы, утвержденной постановлением Бюро МСК от 16.04.2015 г. [190], онхойюряхская свита принята в стратиграфическом и литологическом объеме, предложенном Б. Б. Шишкиным.

В стратотипическом районе онхойюряхская свита представлена пестроцветными известняками и доломитами и их глинистыми, алевролитистыми и песчанистыми разностями, с прослоями оолитовых, псевдооолитовых, обломочных, строматолитовых и битуминозных доломитов и известняков, алевролитов, линзами кальцирудитов и калькаренитов. Характерна существенная роль домеритов, что и послужило основанием для выделения свиты [200].

На рассматриваемой территории к онхойюряхской свите отнесена главным образом пестроцветная толща, согласно залегающая на мархинской свите и согласно перекрытая олдондинской свитой в районе верховий рек Салка, Дегели и Альлах, где она была закартирована под наименованием «моркокинской свиты» [404]. По литологическому составу эта толща близка к мархинской свите. Сложена главным образом пестроцветными (серыми, коричнево-серыми, красно-коричневыми, зеленовато- и желто-серыми) известняками, обычно глинистыми, редко алевролитистыми, с прослоями и линзами доломитов, водорослевых известняков, оолитовых известняков, зеленовато-красных мергелей и плоскогалечных известняковых конгломератов (до 0,3 м мощностью); прослой доломитов и домеритов обычно маломощны (до 2 м) и суммарно составляют не более 10 % разреза. Иногда наблюдаются кремнистые стяжения и гнезда гипса.

В западной части ареала верхнекембрийских отложений на р. Мойеро к онхойюряхской свите отнесена пестроцветная пачка, выделенная ранее в объеме верхней толщи верхнего кембрия [447] или же томпокской свиты [296]. В разрезе свиты выше устья р. Делингнэ выделены три пачки:

– нижняя пачка (30–40 м) сложена известняками и глинистыми известняками светло-серыми и светло-желтыми, реже серовато-сиреневыми тонко- и толстоплитчатыми с маломощными (до 1 м) прослоями и линзами известковых мергелей, красно-коричневых кальцилутитов, известковистых доломитов, реже водорослевых известняков и известняковых плоскогалечных конгломератов (до 0,25 м);

– средняя пачка (16–20 м) представлена в нижней части известняками желто-серыми, участками доломитистыми и глинистыми, в верхней – пестроцветными домеритами;

– верхняя пачка (50–60 м) сложена преимущественно красноцветными глинистыми доломитами с прослоями, линзами, участками неправильной формы пестроцветных мергелей и маломощными линзами плоскогалечных доломитовых конгломератов; в редких случаях появляются биогермы водорослевых доломитов высотой до 0,5 м и шириной в основании до 4–5 м и тонкие (2–3 см) пропластки загипсованных красноцветных доломитов и гипсов.

Максимальная мощность онхойюряхской свиты в бассейне р. Арга-Сала оценивается в 160–170 м [404], но в разрезе на р. Мойеро уменьшается до 95–120 м [296]; далее на северо-запад она падает до 80 м (на р. Котуй за северной рамкой листа).

В низах свиты установлены граптолиты *Mastigograptus* sp. indet, *Haplograptus* sp. indet, *Cactograptus* sp., указывающие на позднекембрийский возраст вмещающих отложений [213]. На этом же уровне выявлены остатки брахиопод *Lingulella* sp. и отряда Orthida. В бассейне р. Арга-Сала в верхней и средней частях разреза обнаружены остатки брахиопод *Billingsella* cf. *coloradoensis* (Schum.), *B.* sp. и трилобитов *Aphelaspis* cf. *walcotti* Resser. [415]. Из верхней части свиты описаны трилобиты *Ketyna ketiensis* Ros., *K.* sp., *Kuraspis acricula* Ros., *Kaninia vaga* (Laz.), *Parakoldinia infima* (Laz.), *P.* sp., *Koldinia* sp., *Acidaspides* sp. Этот комплекс, по А. В. Розовой, характерен для кетыйского горизонта верхнего кембрия (аксайский ярус) [404]. В стратотипической местности стратиграфический объем онхойюряхской свиты по находкам трилобитов, но главным образом по положению в разрезе принимается в пределах аксайского яруса верхнего кембрия (юракийский и кетыйский горизонты) [227].

ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Моноклинально падающие (под углами не более 1–3°) на юго-запад породы ордовикской системы выходят на поверхность на юго-западном и южном склонах Анабаро-Оленёкской антеклизы, образуя широкую (до 85 км) полосу западо-северо-западного простирания в северной части листа Q-48 по правобережному и левобережному водоразделам р. Оленёк к ее верховьям и далее к среднему течению р. Мойеро и ее водоразделу с р. Котуй. Суммарная мощность ордовикского разреза, наблюдаемого в поверхностных выходах, достигает 550 м; к югу и западу, к осевой части Курейской синеклизы, эта мощность, очевидно, возрастает, поскольку западнее (скв. Кирамкинская-1) и южнее (скв. Кислоканская-1) рамки листа она составляет более 1140 и 660 м соответственно.

Ордовикские отложения без перерыва продолжают нижнепалеозойский разрез, однако их структурно-фациальное районирование отличается от такового для верхнего кембрия, отражая изменившиеся условия осадконакопления. Соответственно, в пределах единой Котуйской СФЗ, отвечающей эволюционирующему эпиконтинентальному бассейну, выделяются две подзоны – Мойеронская на западе и Мархинско-Моркокинская на востоке, отличающиеся по литологии и строению разреза ордовикских отложений, особенно в нижнеордовикском интервале (рис. 2). Первая подзона соответствует седиментации в мелководном эпиконтинентальном бассейне с постепенным увеличением терригенной составляющей осадков, вторая – преимущественно лагунной обстановке с повышенной соленостью, с подчиненными периодами наступления морского бассейна. Соответственно, для Мойеронской подзоны характерно преобладание известняков при существенной роли органогенных разностей среди карбонатных отложений, а для Мархинско-Моркокинской, напротив, доминирование доломитов. Вместе с тем переход между разновозрастными отложениями обеих подзон носит фациальный характер, так что граница между ними является достаточно условной и проведена по линии юго-восточного направления от р. Мойеро (устье р. Хитыкит) по водоразделу истоков р. Арга-Сала и р. Мойерокан к р. Хукочар.

Отличительной особенностью Мойеронской СФпЗ является непрерывность ордовикского разреза с развитием большой мощности карбонатных образований, по всему разрезу обильно охарактеризованных фауной. Это обусловлено существованием на протяжении почти всего ордовика (исключая его терминальную стадию) области нормально-морского осадконакопления, в которой отлагалась мощная толща терригенно-карбонатных пород. Она включает последовательно сероцветную мергельно-карбонатную (ирбуклинская свита), сульфатоносную пестроцветную алевролитно-мергельно-карбонатную (кочаканская свита) и пестроцветную глинисто-мергельно-известняковую (мойеронская и джеромская свиты) формации.

Для Мархинско-Моркокинской СФпЗ характерна литологическая однородность нижнеордовикской части разреза, представленной терригенно-карбонатными породами. Нижняя часть отложений, охватывающая верхний кембрий и низы ордовика (нижняя часть олдондинской свиты), близка к разновозрастным породам Мойеронской подзоны; вверх по разрезу она сменяется глинисто-доломитовой (верхняя часть олдондинской свиты) и известняково-доломитовой (сохолохская свита) формацией. Средне- и верхнеордовикские отложения, формировавшиеся после перерыва в седиментации в начале среднего ордовика, включают песчанисто-известняковую (сытыканская свита) и глинисто-мергельно-доломитовую (кылахская свита) формации.

Наиболее верхняя часть ордовика (нирундинский и бурский горизонты) на рассматриваемой территории отсутствует, указывая на относительно непродолжительный перерыв в седиментации и частичный размыв ордовикских отложений, в большей мере проявившийся в восточной части ареала развития последних. Западнее рамки листа Q-48 глинисто-карбонатные отложения, относящиеся к нирундинскому горизонту (чангадинская свита), мощностью 41 м согласно перекрывают аргиллиты джеромской свиты в разрезах скважин на Чириндинском поднятии [178].

МОЙЕРОНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ПОДЗОНА

В Мойеронской СФпЗ рассматриваемые отложения выходят на современную поверхность в виде полосы северо-западного простирания шириной до 65 км от верховьев рек Хукочар и Хоимкан через долину р. Мойеро в бассейн р. Котуй. По площади они обнажены слабо и прослеживаются главным образом по элювиально-делювиальным развалам; коренные выходы известны лишь на р. Мойерокан и в низовьях ее притоков, но главным образом в долине р. Мойеро (от р. Бугарикта до р. Ирэктэчи), где вскрыт непрерывный разрез ордовикских отложений, охватывающий стратиграфический интервал от нийского до долборского горизонта. Разрез по р. Мойеро, впервые описанный О. И. Никифоровой и А. А. Высоцким [396], считается опорным для ордовика севера Сибирской платформы и вследствие этого детально охарактеризован различными специалистами [90, 153, 156–158, 232, 447 и др.]. Е. И. Мягковой, О. И. Никифоровой, А. А. Высоцким и А. Б. Ивановским [158] ордовик мойеронского разреза разделен на три отдела и пять горизонтов (региоурсов): устькутский, чунский, криволуцкий, мангазейский и долборский; эта схема принималась и при среднемасштабном картировании

территории [447]. В современной стратиграфической схеме ордовикской системы Сибирской платформы [92] выделяют няйский, угорский, кимайский, вихоревский, муктэйский, волгинский, киренско-кудринский, чертовской, баксанский и долборский горизонты, а в мойеронском разрезе принято выделение ирбуклинской, кочаканской, мойеронской и джеромской свит, предложенное еще А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым [232].

Ирбуклинская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{ir}$) названа по р. Ирбукли, в 15 км ниже устья которой по р. Мойеро начинается стратотип свиты, прослеживаемый вверх от руч. Ирэктэчи до руч. Анакит [232]. Распространена в верховьях р. Оленёк, долине р. Мойеро и на водораздельных пространствах правобережья последней между реками Хунгтукун и Хитыкит. Согласно залегает на онхойоряхской свите, хотя непосредственный контакт с подстилающими отложениями и самые низы разреза в стратотипе на наблюдались. Нижняя граница установлена условно по смене пестроцветных мергельно-доломитовых отложений верхнего кембрия сероцветными карбонатами. В восточном направлении, в районе верховий р. Оленёк ирбуклинская свита фациально замещается олдондинской свитой. В западном направлении, в разрезе скв. Чириндинская-271 в близком стратиграфическом интервале выделяется чириндинская свита, отличающаяся большей мощностью, четкой дифференцированностью разреза (расчленением на три подсвиты) и более высокой ролью терригенной составляющей.

Ирбуклинская свита представлена чередующимися сероцветными тонко-мелкозернистыми известняками, водорослевыми известняками, реже доломитами, часто глинистыми (до мергелей), с прослоями пестроцветных разностей и гипсов преимущественно в верхней половине, а также с линзами оолитовых известняков и известняковых плоскогалечных конгломератов, редко мелкозернистых кварцевых песчаников.

Первоначально предлагалось трехчленное деление ирбуклинской свиты на нижнюю подсвиту – сероцветную известняковую; среднюю – пестроцветно-сероцветную известняково-доломитовую гипсоносную, с частыми биогермами строматолитовых известняков; верхнюю – известняково-мергельную [232]. Однако такое деление представляется пока недостаточно обоснованным [228]. По мнению В. Г. Черенкова, С. С. Кичкиной и др. [447], вертикальная дифференцированность разреза отражает ритмичное строение толщи, состоящей из нескольких трансгрессивно-регрессивных ритмов (часто неполных) мощностью от долей метра до десятков метров. В основании ритмов залегают известняки, реже доломиты, с прослоями оолитовых известняков и линзами плоскогалечных конгломератов, иногда – известковистых кварцевых песчаников; выше – водорослевые известняки (в т. ч. биогермы); завершаются ритмы глинистыми доломитами, часто пестроокрашенными и загипсованными, с линзами гипса. Ритмы верхней части разреза начинаются с плоскогалечных конгломератов; в трансгрессивной части доломиты преобладают над известняками, в регрессивной – пестроцветные, реже серые глинистые доломиты и мергели с линзами гипсов, тогда как водорослевые известняки часто отсутствуют. По простиранию в восточном направлении также увеличивается роль доломитов и мощность прослоев карбонатных конгломератов и уменьшается роль органогенных карбонатных пород и загипсованность разреза; в целом это

отражает фациальный переход к олдондинской свите (фации замкнутого бассейна).

Мощность ирбуклинской свиты трактуется по-разному. Исследователи, изучавшие разрез по р. Мойеро, оценивают его суммарную мощность в 60–70 м [158, 232 и др.], полагая многократное повторение одних и тех же интервалов разреза. Однако, по мнению специалистов, проводивших среднemasштабную геологическую съемку по всей Мойеронской площади, отдельные обнажения в большей мере надстраивают друг друга, а мощность свиты с учетом переывов в обнаженности достигает 230–250 м [447].

Ирбуклинская свита содержит относительно редкие органические остатки широкого вертикального распространения, включая брахиоподы *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Coop., *Apheorthis* cf. *submelita* Yadr., *Tetralobula* cf. *subquadrata* Yadr., *Hilesmeroceras tchunense* Bal., трилобиты *Pseudoacrocephalites* sp.; наутилоидеи *Ellesmeroceras elongatum* Kob., не дающие узкой возрастной привязки. Б. Б. Шишкиным в низах толщи на р. Мойеро были обнаружены трилобиты, по определению Т. В. Пегель, позднекембрийского времени [447].

Учитывая присутствие вышеперечисленных фаунистических остатков и положение свиты в разрезе ниже кочаканской свиты с кимайским комплексом фауны, объем ирбуклинской свиты в региональной стратиграфической схеме ордовикских отложений Сибирской платформы [197] считался отвечающим мансийскому, лопарскому и ныйскому горизонтам нижнего ордовика; самые верхние слои были условно отнесены к угорскому горизонту. Позднее принадлежность верхов ирбуклинской свиты к основанию угорского горизонта была подтверждена [92, 189]. Поскольку мансийский и лопарский горизонты при этом перемещены в верхний кембрий, возраст ирбуклинской свиты принят как позднекембрийско-раннеордовикский, мансийский – низы угорского горизонта.

Кочаканская свита ($O_{1-2}k^c$) (по руч. Кочокан – левому притоку р. Мойеро) отвечает интервалу разреза, выделенному Е. И. Мягковой и др. [158] в ранге чуньского яруса. В качестве стратотипа принят разрез, вскрывающийся в серии обнажений в среднем течении р. Мойеро на ее субмеридиональном отрезке, начинающемся в 6 км ниже и заканчивающемся в 1,5 км выше устья р. Бугарикта (верхняя) [157, 232]. В соответствии с моноклинальным падением пород на юго-запад отложения кочаканской свиты окаймляют с юго-запада ирбуклинскую свиту в полосе от верховьев р. Хоимкан до р. Еромохон. Граница с ирбуклинской свитой согласная и проводится по появлению среди известняков и доломитов прослоев красноцветных мергелей и алевролитов; в опорном разрезе по р. Мойеро она локализована в 6 км ниже устья р. Бугарикта (верхняя). В восточной части Мойеронской СФпЗ (на водоразделе рек Мойерокан и Оленёк) эта граница выделяется по элювиальным развалам весьма условно, т. к. на этой площади в верхах ирбуклинской свиты появляются пестроокрашенные разности, и проводится по исчезновению в разрезе многочисленных водорослевых прослоев.

Кочаканская свита сложена чередующимися пестроокрашенными оолитовыми, обломочно-детритовыми, пелитоморфными доломитами, реже известняками, включая водорослевые разности, глинистыми доломитами, мергелями, аргиллитами, часто загипсованными. Локально появляются гипсы, карбонат-

ные конгломераты, доларениты, кварцевые песчаники и алевролиты. В верхах свиты появляются скопления крупных раковин ангарелл и мойероний, местами образующие линзовидные биогермы.

Распределение пород в разрезе нередко подчиняется грубой ритмичности [447]. Мощность трансгрессивно-регрессивных ритмов различна – от долей до 10–12 м. В обобщенном виде ритм состоит из четырех частей:

– обломочно-детритовые или мелкозернистые, иногда оолитовые доломиты, реже известняки, часто содержащие глауконит и морскую фауну. Обычны линзы плоскогалечных карбонатных конгломератов, знаки ряби, иногда поверхности перерыва;

– водорослевые (строматолитовые) биогермы до 2,5 м мощностью;

– тонкое переслаивание пестроцветных глинистых доломитов, мергелей, аргиллитов, часто загипсованных с линзами гипса до 5 см. Обычны косая и волнистая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания;

– алевролитистые и глинистые красноцветные доломиты с прослоями мергелей и аргиллитов.

Внутреннее строение, полнота проявления и литологический состав ритмов изменяется в вертикальном разрезе, что позволяет выделить в составе кочаканской свиты несколько стратиграфических единиц более низкого ранга. Авторами кочаканская свита подразделялась на две подсвиты [232]. В Унифицированной региональной схеме на основании видового различия фаунистических комплексов дано трехчленное деление [92].

Нижняя подсвита (до 95 м мощностью) характеризуется наиболее полно проявленными ритмитами. В литологическом составе преобладают в низах сероцветные доломиты и водорослевые известняки, в верхах – пестроцветные аргиллиты, алевролиты, мергели, доломиты, а также биогермные известняки. Характерной особенностью карбонатных пород является присутствие примеси терригенного материала и глауконита. На поверхностях наслаения песчаников и алевролитов нередко наблюдаются трещины усыхания и знаки волновой ряби. Фаунистический комплекс типичен для кимайского горизонта: брахиоподы *Nanorthis hamburgensis* (Walcott), *Rhyselasma mojerense* Yadr., *Finkelburgia tchunica* Yadr., *F. ex gr. virginica* Ul. et Coop., *Angarella jaworowskii* Asatk.; трилобиты *Biolgina sibirica* Z. Max., *Pseudomera weberi* Z. Max.; ракообразные *Tolmachovia concentrica* Kob.; конодонты *Scolopodus quadraplicatus* Br. et Mehl, *Histiodela angulata* Mosk. и *Loxodus asiaticus* Ab.

Средняя и верхняя подсвиты некоторыми исследователями объединяются под названием «бугариктинские слои» [157]. В средней подсвите (55 м) ритмичность практически не проявлена. Для нее характерно тонкое чередование красноцветных и пестроцветных мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников и доломитизированных оолитовых, реже стустково-водорослевых известняков с прослоями и линзами гипсов. Особенность толщи заключается в наличии в обломочных породах органогенного детрита и целых скелетных остатков *Angarella*, образующих местами банки и вместе с водорослями небольшие линзовидные биогермы. Среди органических остатков преобладают брахиоподы *Angarella lopatini* Asatk., остракоды *Cherskiella* sp., *Aechmina fallax* V. Ivan., *Soanella prisca* V. Ivan. и конодонты *Coleodus mirabilis* Mosk., *Neocoleodus*

dutchtownensis Young. et Cull., *Erismodus asymmetricus* (Br. et Mehl), типичные для вихоревского горизонта.

Верхняя подсвита (11 м) сложена пестроцветными мергелями, алевролитами и зеленовато-серыми органогенно-детритовыми водорослевыми известняками с прослоями и линзами карбонатных брекчий, брахиоподовыми банками и биогермами. В ориктоценозах доминируют табуляты *Cryptolichenaria miranda* Sok., пелелиподы *Miagkovia moyeronica* S. Ros., брахиоподы *Angarella bugarctica* Yadr., *A. mirabilis* Asatk., конодонты *Cardiodella lyrata* Mosk., *C. tumida* (Br. et Mehl.), *Poliplacognatus angarense* Mosk. и проблематика *Moyeronia belostotzkayae* Nikif. et S. Ros., распространенные в верхах вихоревского и в муктэйском горизонтах.

Суммарная мощность кочаканской свиты в стратотипическом разрезе составляет 160 м.

По простирацию отложения кочаканской свиты характеризуются весьма заметной фациальной изменчивостью. К западу от стратотипической местности (на Чириндинской площади за западной рамкой листа) кочаканская свита отличается, помимо повышенной мощности (585 м), в целом более терригенным составом. К востоку от р. Мойеро нижняя и верхняя части свиты (мощностью до 60 м) пестроцветные, отличающиеся от опорного разреза лишь загипсованностью регрессивных частей ритмов, тогда как средняя часть характеризуется редуцированием регрессивных компонентов ритмов и представлена преимущественно сероцветными доломитами, редко известняками. На р. Мойерокан доломиты составляют не менее 80 % карбонатных пород. Мощность кочаканской свиты здесь оценивается в 200–220 м [237]. Еще далее на восток, в верховьях р. Хаикта, роль сероцветных доломитов в составе свиты возрастает еще больше, постепенно переходя к средней части сохолохской свиты.

В приустьевой части р. Супиречи (приток р. Мойерокан) в доломитах средней части разреза отмечена убогая медная минерализация [447].

По многочисленным фаунистическим остаткам, перечисленным выше, кочаканская свита уверенно отнесена к среднему ордовику, кимайскому, вихоревскому и муктэйскому горизонтам, причем выделенные подсвиты соответствуют определенным горизонтам [92, 135]. В то же время фаунистическая характеристика сероцветных доломитов и известняков нижней пачки нижней подсвиты – брахиоподы *Finkelburgia tchunica* Yadr., *Rhyselasma mojeroense* Yadr., конодонты *Oneotodus variabilis* Lind., *Gliptokonus quadruplicatus* (Br. et M.), гастроподы *Hormotoma* aff. *artemisia* (Bill.), *Ophileta* sp. и *Pararaphistoma* sp. [158, 228, 232] – позволяет расширить стратиграфический интервал свиты с включением верхней части угорского горизонта (нижний ордовик) [92]. Более того, на Чириндинской площади этот интервал расширяется еще ниже – в верхи ныйского горизонта [92, 178].

Мойеронская свита (O_2m) (по р. Мойеро) выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым [232] в стратиграфическом интервале, описанном ранее [158] под названием кривоулицкого яруса. Полоса выходов мойеронской свиты протягивается от водораздельных высот левобережья рек Мойеро и Еромохон на восток к рекам Тукалакта и Хоимкан – притокам р. Мойерокан и далее к верховью р. Лев. Хаикта.

Стратотип свиты описан по серии обнажений на берегах р. Мойеро в 1,5–4,5 км выше устья р. Бугарикта (верхняя) [232]. В стратотипе мойеронская свита согласно залегает на кочаканской свите, нижняя граница проводится по появлению слоя серых известняков с многочисленными створками брахиопод рода *Evenkina*, в основании которых залегает пласт обохренных детритово-оолитовых известняков с прослойками мергелей с рассеянными гальками зеленого скрытокристаллического известняка [157, 158, 232]. Подразделяется на две подсвиты [197, 228, 232], мощности которых оцениваются разными исследователями неодинаково.

Нижняя подсвита (примерно 18–22 м мощностью) представлена в нижней части зеленоцветными алевролитовыми мергелями, глинистыми известняками, редкими маломощными прослоями светло-серых известняков, в верхней части – сероцветными известняками с линзами известняковых конгломератов и пестрых мергелей. Известняки и кальцирудиты обогащены фосфатами в виде фосфатизированных обломков раковин либо мелких зерен неправильной формы. Разнообразные и многочисленные фаунистические остатки, представленные кораллами *Billingsaria lepida* Sok., брахиоподами *Hesperorthis ignicula* (Raym.), *Evenkina anabarensis* Andr., *Rafinesquina amara* Andr., *Ateleasma peregrinum* (Andr.), трилобитами *Homotelus lenaensis* Z. Max., остракодами *Soanella maslovi* (V. Ivan.), *Sibiritella costata* V. Ivan., *Egorovella cuneata* Kan., конодонтами *Phragmodus flexuosus* Mosk. [134, 157, 228, 232, 447], характерны для волгинского горизонта [92, 232].

Верхняя подсвита (30–45 м) сложена преимущественно пестроцветными аргиллитами и мергелями с редкими маломощными прослоями зеленовато-серых и красно-бурых оолитово-детритовых и органогенно-детритовых доломитизированных известняков и вторичных доломитов. В средней части подсвиты – существенно песчаниковая пачка (мощностью 5,8 м), состоящая из кварцевых песчаников с редкими прослоями аргиллитов и хорошо выраженным пластом (0,15–0,30 м) темно-серого, почти черного косослоистого фосфоритового (с содержанием фосфатов 50–80 %) гравелита со знаками ряби. Последние отмечаются и в кровле свиты. Фаунистические остатки: остракоды *Fidelitella unica* V. Ivan., *F. simplex* V. Ivan., *Primitia annae* V. Ivan и конодонты *Bryantodina lenaica* Mosk., *Microcoelodus tunguskaensis* Mosk., *Ptiloconus anomalis* (Mosk.), *Stereoconus* sp., *Evencodus* sp.; беззамковые брахиоподы *Ectenoglossa derupta* Yadr., *Lingulella* sp., *Rostricellula raymondii veta* [134, 157, 228, 447], позволяют сопоставить подсвиту с киренско-кудринским горизонтом [92, 232].

В отличие от нижележащих ордовикских отложений, разрез мойеронской свиты не претерпевает значительных фациальных изменений по латерали [447]. Восточнее стратотипической площади, в бассейне р. Мойерокан локально исчезает характерный пласт ржаво-красных крупнодетритовых известняков, лежащий в основании стратотипа, а в пачке сероцветных известняков пропадают прослой известняковых конгломератов. В районе устья р. Тымтайкан под пачкой песчаников верхней подсвиты появляются прослой желтовато-серых тонкозернистых доломитов.

Мощность мойеронской свиты в стратотипическом разрезе разными авторами оценивается величинами от 48 до 68 м. К западу она, вероятно, несколько

возрастает, составляя в разрезе скв. Чириндинская-271 – 80 м. На р. Мойерокан она оценивается в 62–70 м [237], но в наиболее восточной части ареала (к востоку от среднего течения р. Хоимкан) в результате предлландоверийского размыва эта мощность резко падает до 10–15 м.

Богатый комплекс палеонтологических остатков, перечисленных выше, позволяет однозначно отнести мойеронскую свиту к верхней части дарривильского яруса среднего ордовика (волгинский и киренско-кудринский горизонты).

Джеромская свита (O_3dj) (по оз. Джеромо (Еромо) в бассейне р. Мойеро) выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым [232] на основе материалов Е. И. Мягковой, О. И. Никифоровой, А. А. Высоцкого и А. Б. Ивановского, послыбно описавших данный интервал разреза в качестве отложенный мангазейского и долборского ярусов [158]. Стратотип описан в обнажении на р. Мойеро в 5,5 км выше устья р. Бугарикта (верхняя), продолжая без перерыва стратотип мойеронской свиты. Граница с последней устанавливается в разрезе по смене фосфатизированных гравелитов и пестроцветных песчаников зеленоцветными глинистыми мергелями с маломощными прослоями детритовых известняков, содержащих брахиоподы *Mimella panna* Andr. [134, 158, 171, 447].

Джеромская свита прослеживается в узкой полосе от р. Мойеро до устья р. Хунгтукун и далее на юго-восток к водоразделам рек Тымтайкан и Хоимкан (правых притоков р. Мойерокан в его меридиональном течении). В верховьях р. Тымтайкан она выклинивается вследствие уничтожения предлландоверийским размывом, и силурийские отложения залегают на мойеронской свите.

По литологическому составу джеромская свита близка к мойеронской. Она сложена ритмично чередующимися пестроцветными или серыми и зеленовато-серыми мергелями и аргиллитами, с прослоями и линзами органогенно-обломочных и глинистых известняков. Как расчленение свиты, так и ее мощность в стратотипическом разрезе разными исследователями трактуется различным образом.

Е. И. Мягкова, Х. Э. Нестор и Р. Э. Эйнасто [157] выделяют в части разреза, отвечающей джеромской свите в современном понимании [92], четыре стратиграфические единицы (комплекса), отражающие отдельные седиментационные циклы. Первые три комплекса представляют собой последовательности ритмов от долей метра до 3 м мощности, состоящих в обобщенном виде из четырех частей:

- темно-серые листоватые аргиллиты;
- зеленовато-серые мергели и аргиллиты, в верхней части с пятнами неправильной формы пелитоморфных и мелкодетритовых известняков;
- комковатые известняки, аналогичные наблюдавшимся в нижележащей части;
- илесто-детритовые и органогенные известняки.

Выделенные комплексы различаются по соотношениям отдельных частей элементарных циклов. В первом (нижнем) комплексе (14,5 м мощностью) преобладают ритмы, в которых преимущественно развита мергельная часть, а известняки часто отсутствуют. Во втором (18 м) – представлены наиболее

полнопроявленные ритмы. В третьем комплексе (12,5 м) ритмы выражены нечетко и сложены преимущественно известняками. Наконец, в верхнем (четвертом) комплексе (38–40 м) ритмичность не выражена; он сложен сложно-чередующимися разнообразными известняками и мергелями.

А. А. Высоцкий и Ю. И. Тесаков, впервые описавшие данный разрез под названием джеромская свита [232], также подразделили его на четыре пачки, сложенные соответственно снизу вверх:

- пестроцветными мергелями с прослоями известняков – 13 м;
- сероцветными тонкослоистыми известняками с частыми прослоями серых мергелей – 24 м;
- чередованием серовато-зеленых аргиллитов и серых и желтоватых известняков – 15,5 м;
- зеленовато-серыми тонкослоистыми мергелями с редкими линзами органогенного известняка (7–8 м).

Известняки всех выделенных подразделений характеризуются богатой фауной [134, 153, 157, 158, 232 и др.], многие виды которой характеризуют весьма узкие биостратиграфические интервалы (горизонты). Это дало основание принять трехчленное деление джеромской свиты [226, 228, 237], основанное на смене фаунистических комплексов. Расчленение на три подсвиты, аналогичное таковому для Чириндинской площади (к западу от рамки листа Q-48), принято в современной региональной стратиграфической схеме для ордовикской системы [92].

Нижняя подсвита (мощностью 6 м) представлена пестроцветными с переходом вверх по разрезу в сероцветные мергелями и аргиллитами с линзовидными прослоями органогенно-обломочных известняков с брахиоподами *Mimella panna* Andr., *Oepikina tojoni* Andr., *Rostricellula raymondi nana* Rozm., остракодами *Martinssonopsis multifaria* V. Ivan., *Coelochilina laccochilinoides* V. Ivan., трилобитами *Isalaua stricta* (Kram.), конодонтами *Phragmodus inflexus* Stauffer, *Erraticodon gratus*, *Scandodus? serratus* Mosk. и др.

Средняя подсвита (37 м) – серые и зеленовато-серые мергели и аргиллиты с прослоями глинистых и органогенных известняков с брахиоподами *Triplesia baxanica* Nikif., *T. sibirica* (Nikif.), *Rostricellula transversa* Cooper, *R. sibirica* Rozm., *Mimella gibbosa sibirica*, *Lepidocycloides nana*, трилобитами *Carinopyge abscisa* Z. Max., *Isotellus maximus sibiricus* Z. Max., остракодами *Parajonesites notabilis* V. Ivan., *Soanella maslovi* (V. Ivan.), *Egorovella defecta* V. Ivan., *Sibiritella costata* (V. Ivan.), *Costoprimites textilis* V. Ivan., конодонтами *Drepanodistacodus victrix* (Mosk.), *Scandodus sibiricus* Mosk., *Acanthodina regalis* Mosk., *Belodina diminutiva* (Br. et M.), *B. compressa* (Br. et M.), *Scandodus? serratus* Mosk., *S. sibiricus* Mosk., *Scolopodus consimilis* Mosk., *Culumbodina mangazeica* Mosk.

Верхняя подсвита (18 м) – ритмичное переслаивание аргиллитов, мергелей и известняков с брахиоподами *Hesperorthis evenkiensis* Nikif., *H. tricenaria*, *Boreadorthis asiatica* Nikif., *Glyptorthis katangaensis* Nikif., *G. morkokiana* Nikif., *Triplesia dolborica* Nikif., *Oepikina gibbosa* Andr., *Strophomena lethea* Nikif., *Mimella gibbosa sibirica* (Andr.), *Rostricellula subrostrata* Nikif., трилобитами *Bumastus sibiricus* Z. Max., *Monorakos morkokensis* Z. Max., *Ceraurinus cf. icarus* (Bill.), *Elasmaspis speciosa* Kram., остракодами *Dolborella*

plana V. Ivan., *Glandites indistinctus* V. Ivan., конодонтами *Acanthodina nobilis* Mosk., *Dolborodina striata* Mosk.; встречаются членики стеблей криноидей *Particrinus partitus* (Yelt.), *Comptocrinus comptus* (Yelt.), *Altimarginalicrinus altimarginalis* (Yelt.), мшанки *Ensipora praerecta* Astrk., *E. erecta* (Nekh.), табуляты *Cyrtophyllum lambeiformum* Sok., *Sibiriolites sibiricus* Sok.

В соответствии с палеонтологической характеристикой нижняя подсвита относится к чертовскому, средняя – к баксанскому и верхняя – к долборскому горизонтам верхнего ордовика [92]

Мощность джеромской свиты в стратотипическом разрезе определяется разными авторами в пределах 63–85 м. Однако как к западу, так и к востоку от р. Мойеро эта мощность несколько возрастает: в разрезе скв. Чириндинская-271 на р. Котуй она составляет 100 м, а на р. Мойерокан, где наблюдается наиболее полный разрез верхней подсвиты [237], оценивается в 90 м. Вместе с тем литологический состав отложений в целом выдержан по всей площади распространения свиты.

Смена отложений джеромской свиты вверх по разрезу со стратиграфическим несогласием мойероканской свитой выражена достаточно четко, поскольку к ней приурочена пачка черных известняков и граптолитовых сланцев, лежащих в основании силурийского разреза. Более того, на р. Мойерокан в кровле верхней подсвиты локально развита кора выветривания мощностью до 15 см, представляющая собой серую каолинизированную неслоистую породу, лишь в отдельных пятнах которой сохранились следы первичной слоистости [48, 237].

МАРХИНСКО-МОРКОКИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ПОДЗОНА

В Мархинской-Моркокинской подзоне верхнекембрийско-ордовикские отложения обнажены весьма слабо, описаны главным образом по элювиальным развалам [404, 447] и в значительной мере отличаются от стратотипов и наиболее литологически и палеонтологически представительных разрезов выделенных здесь формаций, которые описаны на прилегающей с востока территории, где вскрыты многочисленными скважинами.

Олдондинская свита (ϵ_3 -O_{10l}) выделена в 1956 г. Б. Н. Леоновым на р. Олдондо (бассейн верхнего течения р. Марха) [6]. В наиболее представительных разрезах Айхальского района свита сложена преимущественно зеленовато- и светло-серыми, но локально в средней части и красноцветными мергелями и разнообразными доломитами, с прослоями известняков и глинистых алевролитов, плоскогалечных конгломератов и брекчий и линзами сульфатов; роль терригенной составляющей в целом увеличивается вверх по разрезу.

В пределах листа Q-48 олдондинская свита распространена по обоим берегам р. Оленёк, на ее северном водоразделе и в долине р. Ниж. Томба. Она без видимого перерыва продолжает верхнекембрийский разрез, согласно залегающая на онхойюряхской свите, граница с которой проводится по смене пестроцветных карбонатных пород зеленовато- и светло-серыми, и согласно перекрывается сохсолохской свитой. Непосредственный контакт с онхойюряхской свитой и самые низы разреза наблюдались в коренных выходах лишь в сред-

нем течении р. Прав. Арга-Сала. По простиранию в западном направлении олдондинская свита фациально замещается ирбуклинской свитой, хотя стратиграфический объем последней принимается более широким, охватывающим нижнюю часть угорского горизонта [92].

В рассматриваемом районе, отвечающем периферической зоне ареала распространения олдондинской свиты, она представлена доломитами, глинистыми, алевролитовыми и псевдооолитовыми известковыми доломитами, реже водорослевыми доломитами, мергелями, плоскогалечными доломитовыми конгломератами и гравелитами, песчанистыми и глинистыми известняками, линзами сульфатов; прослои алевролитов и аргиллитов единичны [232, 404]. По литологическому составу выделяются три пачки. Нижняя пачка (мощностью до 125 м) сложена в нижней части доломитами, часто глинистыми и алевролитовыми с единичными прослоями мергелей и карбонатных конгломератов, в верхней – известняками, в т. ч. водорослевыми и оолитовыми, с редкими прослоями доломитов. Средняя пачка (до 65 м) представлена тонким переслаиванием оолитовых и псевдооолитовых доломитов, водорослевых известняков, глинистых доломитов и известняков, плоскогалечных кальцирудитов. Строение верхней пачки (до 110 м) аналогично нижней: ее нижнюю часть слагают глинистые и алевролитовые доломиты с редкими маломощными (до 1 м) прослоями известняков и терригенных пород, верхнюю – преимущественно известняки, хотя доломиты и мергели составляют порядка 20 и 8 % разреза соответственно. Присутствуют тонкие линзы плоскогалечных конгломератов, алевролитов и аргиллитов, местами гнезда гипса.

Суммарная мощность олдондинской свиты в рассматриваемом районе составляет 200–240 м, что близко к соответствующим величинам для стратотипического района.

В породах нижней и средней пачек описываемого района фаунистические остатки крайне редки, но в низах верхней пачки собраны граптолиты *Callograptus* aff. *staufferi* Rued., *C.* aff. *furciferus* (Rued.), *C.* sp., *Fasciculitubus* sp., *Dictyonema* sp., *Dendrograptus* sp. [404], которые в целом характерны для верхнего кембрия [213]. Однако в стратотипическом районе возраст олдондинской свиты по многочисленным находкам верхнекембрийских граптолитов и трилобитов в нижней части свиты и ордовикских граптолитов, а также нийского комплекса конодонтов [161] в ее верхней части определен как верхний кембрий, батырбайский ярус (мансийский и лопарский горизонты) – нижний ордовик, тремадокский ярус (нийский горизонт) [227].

Сохсолохская свита (O₃sh) выделена в 1956 г. М. Н. Васильевой и Ф. Ф. Ильиным в 1956 г. по р. Сохсолох (бассейн р. Алакит на прилегающей с востока территории). В стратотипическом районе свита сложена неравномерно переслаивающимися желтовато-серыми доломитами, кварцевыми песчаниками и мергелями с прослоями известняков, строматолитовых доломитов, плоскогалечных конгломератов и брекчий.

На территории листа Q-48 сохсолохская свита согласно перекрывает отложения олдондинской свиты на северо-востоке листа, на правобережье р. Оленёк, где изучена в основном по элювиальным развалам; коренные выходы единичны. Нижняя граница проводится по появлению глауконитсодер-

жащих доломитов. В западном направлении сохолохская свита фациально замещается нижней подсвитой кочаканской свиты.

В описываемом районе сохолохская свита сложена в основном доломитами и доломитизированными известняками, с частыми тонкими прослоями оолитовых и водорослевых известняков, плоскогалечных карбонатных конгломератов; характерной чертой является частое присутствие глауконита. Нижняя часть свиты образована светлыми зеленоватыми и желтоватыми доломитами, сменяющимися вверх по разрезу глинистыми и алевролитистыми известняками; средняя часть – розовато-серыми доломитами с прослоями пестроцветных мергелей (до 4 м мощностью); верхняя часть – зеленовато-серыми глинистыми известняками с прослоями оолитовых и водорослевых известняков; известняки в целом составляют до 25 % разреза свиты.

Мощность свиты на правобережье р. Оленёк оценена в 40–80 м [232, 404], что аналогично величинам в стратотипическом районе.

Среди фаунистических остатков в средней части сохолохской свиты установлены тремадокские брахиоподы *Finkelburgia* sp. и гастроподы *Scenella* sp.; в водорослевых известняках верхней части – трилобиты *Onchotellus?* aff. *amzassensis* (Poletaeva), *Pseudomera* sp. [404]. В органогенных известняках из верхней части разреза собраны богатые комплексы конодонтов, включающие *Drepanodus cosfutus* Ab., *D. cf. subarcuatus* Furn., *Scanaodus* sp., *Oistodus excelsus* Staub., *Acontiodus cf. staufferi* Furn., *Scolopodus triplicatus* Eth. et Cl., *S. frankuluri* Eth. et Cl., *S. quadraplicatus* Br. et Mel., *Scandodus pseudoquadratus* (Br.), *Drepanodus basiplacatus* Ab., *D. homocurvatus* Lind., *D. subenestus* (Br. et Mel.), *D. cf. panodus* (Br. et Mel.), *Acontiodus cf. propinguus* Furn., *Oneotodus* sp. [404]. Эти комплексы характерны для верхней половины нижнего ордовика – угорского горизонта [1, 91]. Комплекс органических остатков, найденных в сохолохской свите в Айхальском районе, позволяет принять ее стратиграфический объем как нижний ордовик, флоский ярус, угорский горизонт [92].

Нижнеордовикские образования в Мархинско-Моркокинской СФПЗ со стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями среднего и верхнего ордовика. Последние распространены на площади листа Q-48 весьма ограниченно в нижнем течении правых притоков р. Оленёк (Хукоchar, Ниж. и Верх. Томба) и изучены только по элювиально-делювиальным развалам [404]. При среднемасштабном картировании выделялись отложения криволуцкого, мангазейского и долборского горизонтов [368, 404, 447], которые в соответствии с принятой региональной стратиграфической схемой для западной части Мархинско-Моркокинской СФЗ сопоставляются с сытыканской и кылахской свитами, выделенными в 1983 г. Л. В. Огиенко, В. И. Бялым и Г. Р. Колосницыной [169] в карьере Айхал (лист Q-49). Из-за относительно небольшой мощности стратонтов они показаны в виде объединенного стратиграфического подразделения.

Сытыканская и кылахская свиты объединенные ($O_{2-3}stk+kl$). Залегает на различных уровнях карбонатных пород сохолохской свиты со стратиграфическим, а участками и с угловым [23] несогласием и отличается более терригенным составом пород. Нижняя граница проводится по кровле глауконитовых доломитов сохолохской свиты.

Сытыканская свита (по р. Сытыкан – притоку р. Далдын в Верхнемархинском районе) в стратотипе сложена известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с прослоями мергелей [92]. Однако по площади она характеризуется невыдержанностью мощности и литологического состава. На территории листа Q-48 свита имеет существенно более карбонатный состав и сложена толщей пестроцветных алевролитистых и глинистых известняков, известковистых доломитов, известняковых плоскогалечных конгломератов, с редкими биогермами водорослевых известняков (до 0,6 м мощности) и прослоями мергелей. В нижней половине разреза, где существенную роль играют доломиты, преобладает зеленовато-серая окраска пород; верхняя красноцветная часть разреза сложена известняками с единичным прослоем пестрых мергелей. Здесь в маломощных прослоях органогенно-обломочных известняков собрана богатая фауна брахиопод *Atelelasma peregrinum* Andr., *Evenkina anabarensis* Andr., *Rafinesquina amara* Andr., *Mimella macra* Andr. и конодонтов *Dichognathus alcipiens* Br. et. Mehl., *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Phragmodus accipiens* Br. et. Mehl., *Oistodus* cf. *abundans* Br. et. Mehl., которая, по заключению А. Г. Ядренкиной и Т. А. Москаленко, однозначно указывает на криволуцкий возраст отложений [404]. Это соответствует возрасту сытыканской свиты в стратотипическом районе, где по комплексу органических остатков ее стратиграфический объем включает верхи муктэйского, волгинский и киренско-кудринский горизонты (дарривильский ярус среднего ордовика) [92, 155, 278].

Мощность сытыканской свиты в рассматриваемом районе достигает 60 м [404].

Кылахская свита (по руч. Кыллах – правый приток р. Марха) в стратотипе представлена пестроцветными мергелями, зеленовато-серыми глинистыми доломитами и глинистыми известняками, с маломощными прослоями серых тонкозернистых и органогенно-обломочных известняков. В этом разрезе выявляется размыв и стратиграфический перерыв между сытыканской и кылахской свитами [92, 169, 210], но на изучаемой территории (лист Q-48) признаков несогласия между отложениями криволуцкого и мангазейского горизонта не отмечено [404]. Здесь толща, относимая к кылахской свите, отличается существенно большей по сравнению со стратотипом мощностью, пестроцветной окраской и более значимой по сравнению с подстилающими отложениями ролью глинистой составляющей в составе карбонатных пород. Она сложена пестроцветными (с преобладанием буро-красных и кирпично-красных тонов) глинистыми известняками с прослоями известковистых доломитов, реже мергелей и органогенных известняков.

В органогенных известняках нижней части разреза найдены брахиоподы *Mimella punna* Andr., *Rostricellula* sp. indet и конодонты *Phragmodus*(?) *tunguskaensis* Mosk., *Drepanodistacodus victrix* Mosk., *Drepanodus* cf. *homocurvatus* Lind., *Scandodus sibiricus* Mosk., *S. anceps* Mosk., характерные для чертовского и баксанского горизонтов ордовика Сибирской платформы [277]. Фаунистические остатки из верхней части разреза – брахиоподы *Mimella gibbosa sibirica* Andr., *Rostricellula* ex gr. *subrostrate* Nikif., *Strophomena* sp. indet., трилобиты *Monorakos morkokensis* Max., *Pseudoproctus* sp., конодонты *Strophomena* sp. indet., *Acontodina* cf. *regalis* Mosk., *Acanthodus comptus* Mosk., *A. cor-*

dylodus, по заключению А. Г. Ядренкиной и Т. А. Москаленко, позволяют отнести эту часть к долборскому горизонту [404]. В стратотипическом районе кылахская свита также датируется как сандбийский–катийский ярусы верхнего ордовика, верхи чертовского, баксанский и долборский горизонты [92], однако видовой состав фауны существенно отличен.

Мощность кылахской свиты на листе Q-48 достигает 75 м, в т. ч. верхняя (долборская) часть – 30 м [404], что существенно превышает значения в стратотипическом районе. Суммарная мощность объединенного подразделения, таким образом, достигает 135 м.

СИЛУРИЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Силурийские осадочные образования представлены всеми региональными хроностратиграфическими подразделениями, отвечающими почти полному объему системы (за исключением наиболее нижней части рудданского яруса). Они формируют непрерывную последовательность морских отложений, со стратиграфическим несогласием и размывом перекрывая ордовик по всему ареалу его развития на территории листа. Соответственно, они распространены на поверхности в пределах относительно узкой полосы в целом юго-восточного простирания (от водораздела рек Котуй и Мойеро к верховьям рек Мойерокан и Лев. Ниж. Вилюйкан), ширина которой увеличивается от 30–35 км в северо-западном углу листа до 70–90 км у его восточной рамки.

Несмотря на седиментационный перерыв между верхним ордовиком и нижним силуром, структурный план и фациальная зональность силурийских отложений отвечают таковым для ордовикских, отражая очередную стадию развития Сибирского палеозойского эпиконтинентального бассейна. В то же время контрастность выделяемых структурно-фациальных единиц – Мойеронской и Моркокинской СФпЗ – существенно слабее, чем для ордовика, и они рассматриваются как подзоны в составе единой Котуйско-Вилюйской СФЗ, отвечающей краевой зоне эпиконтинентального силурийского бассейна. В обеих подзонах силурийские разрезы характеризуются сопоставимыми суммарными мощностями (порядка 500–520 м в первой и 420–450 м во второй) и близким литологическим составом (рис. 3), отвечающим фации открытого мелкого шельфа с накоплением глинисто-доломитовых и известково-доломитовых илов с разнообразной бентосной фауной [230, 252]. Выделяемая зональность обусловлена лишь определенной фациальной дифференциацией бассейна в начале силурийского этапа (рудданский век), когда Мойеронская подзона отвечала краевой зоне глубокого шельфа, и в конце силура (пржидольский век), когда в едином весьма мелководном бассейне Моркокинской подзоны накапливались известково-доломитовые и доломитовые, а в Мойеронской – доломитовые глинистые илы с окнами эвапоритов. Соответственно, переход между разновозрастными отложениями обеих подзон носит фациальный характер, так что граница между ними является достаточно условной.

Для обеих структурно-формационных подзон характерна латеральная выдержанность силурийского разреза. Последний представлен последовательной сменой мелководных шельфовых формаций. В основании разреза

присутствует незначительно развитая глинистая (графтолитовая) формация, выклинивающаяся в юго-восточном направлении. Она сменяется мощной глинисто-известняковой формацией с разнообразной и обильной фауной (мойероканская, хаастырская, агидыйская и хакомская свиты в Мойеронской подзоне и байтахская, башенная, машковская и непперендинская свиты в Моркокинской). Верхнюю часть трансгрессивного разреза занимает рифоидная формация, сложенная почти чистыми известняками с более однообразными ориктоценозами, представленными преимущественно колониальными организмами (хакомская и янгадинская свиты в Мойеронской подзоне и верхи непперендинской и низы яральинской свит в Моркокинской). Регрессивной стадии отвечает сульфатно-карбонатная формация (соответственно кольдинская и верхняя часть яральинской – томбинская свиты).

Стратиграфическое положение верхней границы силурийской системы на рассматриваемой территории, как и в целом в Лено-Тунгусской СФО, остается недостаточно обоснованным, в т. ч. и по причине отсутствия адекватной палеонтологической характеристики. Эта граница условно определена в опорном разрезе на р. Мойеро по смене пестроцветных гипсоносных домеритов холюханской свиты сероцветными доломитами мукдээнской свиты [171]. Однако осуществить площадное разделение образований двух названных свит весьма сложно, так что в Мойеронской подзоне выделяется единый стратон (кольдинская свита), объединяющий сульфатно-карбонатные отложения верхов силура и низов девона. В Моркокинской подзоне вопрос о границе силура и девона еще более неопределенный вследствие более низкой обнаженности пород и их слабой изученности. В материалах среднемасштабного картирования, в соответствии с «Решениями...» [196], все пестроцветные терригенно-карбонатные образования, перекрывающие карбонатный разрез венлокского отдела, рассматривались в составе так называемой пестроцветной толщи со стратиграфическим интервалом от лудловского отдела силура до эмского и даже эйфельского яруса девона [119, 237]. В то же время эта толща не является хроностратиграфическим аналогом кольдинской свиты. В настоящей работе верхняя граница верхнесилурийской томбинской свиты условно помещена в основание девона, а терригенные образования «пестроцветной толщи», исходя из литолого-фациальных и структурно-геологических соотношений построений, а также фрагментарных палеонтологических данных, отнесены к нижнему девону.

Очевидно, что принятие давно высказанной и весьма обоснованной точки зрения, что граница силура и девона должна быть перенесена в основание зубовского горизонта [222], во многом бы устранило существующую проблему и, в частности, позволило бы решить вопрос о неестественно малом объеме пржидольского отдела при том, что существенных перерывов в силурийско-нижнедевонском разрезе не наблюдается.

МОЙЕРОНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ПОДЗОНА

Силурийские (и нижнедевонские) породы образуют в Мойеронской подзоне непрерывный разрез морских отложений, отличающийся в целом обилием фаунистических остатков. Они вскрываются полосой северо-западного

простирается, протягивающейся от р. Еромохон через долину р. Мойеро между устьями рек Хастыр и Бугарикта к верховьям рек Мойерокан и Хоимкан. По сравнению с ордовикскими силурийские образования гораздо лучше обнажены и изучены в многочисленных скальных выходах на реках Мойеро, Мойерокан, низовьях их притоков, а также водоразделах рек Еромохон–Мойеро, Янгада–Мойерокан, Мойерокан–Оленёк. Наиболее полный непрерывный разрез силура известен на р. Мойеро [157, 158, 171, 214, 215, 407]. Он включает мойероканскую, хаастырскую, агидыйскую, хакомскую, янгадинскую и холюханскую свиты, выделенные в 1979 г. Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [215]. Однако последняя свита вместе с вышележащими девонскими отложениями, в соответствии с серийной легендой [374], рассматривается в составе нерасчлененного верхнесилурийско-нижнедевонского стратона (кольдинской свиты).

Различные группы фауны из силурийского разреза р. Мойеро детально изучены [2, 114, 121, 154, 162, 171, 214, 230, 252, 262 и др.], вследствие этого разрезы мойероканской, хаастырской, агидыйской и хакомской свит рассматриваются как стратотипические для соответствующих биостратиграфических горизонтов Сибирской платформы [230].

Мойероканская свита (S_{1mr}) залегает с параллельным или реже небольшим угловым несогласием на размытой поверхности джеромской свиты верхнего ордовика, на востоке ареала – на более ранних ордовикских породах. Ранее она картировалась как средний подъярус лландоверийского яруса [158, 447]. В качестве стратотипа предложен полный разрез свиты в нижнем течении р. Мойерокан, по которой и дано название свиты [171, 215, 407]. Нижняя граница в стратотипе представляет собой волнистую, иногда пиритизированную, эрозионную поверхность с пологими карманами глубиной до 5 см. Она проводится в основании пачки темно-серых массивных слабобитуминозных известняков, иногда с многочисленными остатками наутилоидей, перекрывающихся граптолитовыми аргиллитами. Верхняя граница согласная, проводится по смене монотонных глинистых комковатых известняков мойероканской свиты органогенно-детритовыми и биогермными известняками хаастырской свиты.

По составу и фауне мойероканская свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Первая (мощностью 52–55 м) сложена темными граптолитовыми горизонтально-слоистыми аргиллитами, мергелями и сероцветными плитчатыми, пологоволнисто- или бугристонаслоенными доломитистыми, глинистыми известняками с фауной трилобитов, при этом вверх по разрезу растет роль карбонатного материала в составе пород, что отражается в постепенном замещении аргиллитов мергелями и далее известняками, которые преобладают в прикровлевой части. В силу этого некоторыми исследователями в этом стратиграфическом интервале выделяются две [447] или три [157] отдельные пачки (битуминозных известняков, граптолитовых аргиллитов, известняково-мергельная, хотя первые две пачки в сумме составляют менее 20 % разреза). Перечисленные породы содержат разнообразные фаунистические остатки – граптолиты, хиолиты и пеллециподы в аргиллитах, трилобиты, реже брахиоподы, гастроподы, остракоды, единичные мелкие колонии табулят, ругозы, мшанки и членики криноидей.

Верхнеймойероканская подсвита (мощностью 56 м) сложена однообразными серыми тонко-мелкозернистыми доломитистыми (до 9%), глинистыми, детритовыми комковатыми известняками с многочисленной фауной брахиопод. Размер известковых стяжений, разделенных глинисто-карбонатным материалом, варьирует от 1–2 до 6–8 см, что отражается в дифференциации слоев, сложенных комками того или иного размера. Встречаются тонкие линзы полидетритовых, реже водорослево-сгустковых известняков, иногда обладающих косой, косоволнистой или горизонтальной микростроистостью, обусловленной неравномерным распределением. Среди фаунистических остатков, помимо брахиопод, встречаются табуляты, ругозы, остракоды и криноидеи.

Вследствие регулярного появления прослоев биоморфных известняков в верхней части мойероканской свиты намечается регрессивная ритмичность [157], обозначая постепенный переход к вышележащей хаастырской свите.

Суммарная мощность мойероканской свиты в стратотипе составляет 111 м. По площади разрез и мощность свиты весьма выдержаны, изменяются лишь мощности подсвит и отдельных пачек слоев. Например, на р. Мойерокан ниже устья р. Хунгтукун мощность пачки граптолитовых аргиллитов, составляющая в стратотипе 3,3 м, возрастает до 12 м, но далее на юго-восток уменьшается вплоть до полного выклинивания.

Среди разнообразных фаунистических остатков, детально описанных во многих работах, могут быть выделены виды с узким стратиграфическим диапазоном, определяющие возраст отложений [252]. Для нижней подсвиты к таким относятся гастроподы *Eotomaria kuondae*, брахиоподы *Eoplectodonta pumila*, *Idiospira khetaensis*, *Stricklandia lens*, трилобиты *Acernaspis superciliexcelsis* Howells, *Cyphoproetus externus*, цефалоподы *Edenoceras hiliferum*, *Geisonoceras kureikense* F. Zhur., *Hiregiroceras verum*, *Kentronites conulus*, *Kionoceras muyagirum*, *Mongoceras angustum*, *Oyogiroceras laminatum*; хитинозои *Ancyrochitina ancyrea*, граптолиты *Coronograptus cyphus* (Lapw.), *Glyptograptus tamariscus*, *Hedrograptus scalaris*, *Metabolograptus moyeroensis*, *Paraclimacograptus innotatus* (Nich.). Доминирующими формами являются брахиоподы *Alispira gracilis* Nikif. и *Clorinda undata* Sow., также обычны граптолиты *Coronograptus gregarius* (Lapw.), конодонты *Exochognathus caudatus* (Wall.). Для верхней подсвиты определяющими являются гастроподы *Subulites ventricosus*, остракоды *Eurychilina fragilis*, брахиоподы *Borealis nanus*, цефалоподы *Huroniella inflecta*, акритархи *Leiofusa granulacutis*, *Polyedrixium logoviense*, однако доминирующими являются такие виды, как брахиоподы *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Septatrypa antiquata* Nikif., *Strophomena sibirica* Andr., *Zygospiraella duboisi* (Vern.), остракоды *Sibiritia wiluiensis* (F. Schmidt), трилобиты *Acernaspis orestes* (Bill.), гастроподы *Bellerophon sibiricus* Vost., конодонты *Panderodus simplex* Brans. et Mehl и *Icriodella deflecta* Aldr. Руководящим для свиты в целом является *Pseudooneotodus beckmanni*.

Разрез мойероканской свиты является стратотипическим для мойероканского горизонта, относящегося к рудданскому ярусу и низам аэронского яруса лландоверийского отдела [171, 214, 215, 230].

Хаастырская свита (S_1^{hs}) залегает согласно на мойероканской свите. Ранее она картировалась как верхний подъярус лландоверийского яруса [158, 447]. Стратотип свиты описан по серии обнажений на левом берегу

р. Мойеро непосредственно ниже первого Мойероканского порога, в 2–4 км ниже устья р. Хаастыр (Хаастыр), по которой и дано название свиты [171, 407]. Нижняя граница проводится по подошве горизонта строматопорово-коралловых биогермов и появлению в латерально замещающих их комковатых известняках частых линз крупнополидетритовых или криноидно-детритовых известняков. В комковатых известняках по сравнению с мойероканскими резко возрастает количество разнообразного по составу детрита, а также крупных остатков фауны, особенно кораллов. Верхняя граница устанавливается по смене комковатых известняков тонкоплитчатыми и листоватыми доломитовыми известняками, сопровождаемой резким обеднением группового состава фауны.

По составу пород, характеру цикличности и фаунистическим комплексам выделены две подсвиты [171].

Нижняя подсвита (63–81 м мощностью) представляет собой мегаритмичную толщу, состоящую из трехкратно чередующихся мощных пачек комковатых известняков и рыхлых глинистых мергелей с прослоями аутигенных брекчий и детритовых известняков, переполненных остатками брахиопод и табулят. Мегаритмы имеют регрессивную направленность, начинаясь пачкой комковатых органогенно-полидетритовых, доломитистых, глинистых известняков и заканчиваясь пачкой мергелей с отдельными комками известняков. Количество органогенного детрита в известняках увеличивается до 50 % и более, хотя преобладают те же группы фауны, что и в мойероканской свите. Мощность пачек комковатых известняков достигает 28 м, но в каждом последующем ритме уменьшается вплоть до локального выклинивания; мощность мергельных пачек варьирует незначительно – от 9 до 13,5 м. Для подсвиты характерно присутствие водорослево-коралловых биогермов различного размера (до 4 × 16 м). В составе детрита преобладают иглокожие, много брахиопод, мшанок, кораллов и трилобитов, подчиненное значение имеют остракоды и гастроподы. Известняки часто содержат угловатые и полуокатанные автокласты глинистых известняков и мергелей.

Верхняя подсвита (50 м) состоит из тех же пород и характеризуется тем же характером фаунистических сообществ, что и нижняя, но отличается существенно более частым переслаиванием пачек комковатых известняков и глинистых мергелей (мощность первых меняется от 0,4 до 6,5 м, вторых – от 2,5 до 5,5 м), а также доминированием в ориктоценозах массивных и ветвистых колоний табулят. Впервые появляются банки крупных пентамерид *Pentamerus borealis schmidtii* (Leb). Кроме того, увеличивается до 10–15 % содержание доломитовой составляющей в карбонатных осадках.

В верхней трети подсвиты характер разреза существенным образом меняется с появлением зеленовато- и коричневатого-серых тонкоплитчатых и массивных доломитистых известняков и известковистых доломитов, типичных для вышележащей агидьской свиты.

Суммарная мощность хаастырской свиты в стратотипе составляет 129 м.

Фаунистический комплекс, включающий более 120 видов, почти на 75 % состоит из транзитных видов, перешедших из верхнемойероканской подсвиты и продолжающихся в агидьской свите. Руководящими для хаастырской свиты являются [252]: табуляты *Quadralites quadratus* Tes., криноидеи *Bystro-*

wicrinus torosus, гастроподы *Hormotoma maniliformis*, *Loxonema propinquum*, *Straparollus mashkovae*, мшанки *Ptilodictya lanceolate*. Кроме того, для нижней подсвиты характерны ругозы *Asthenophyllum orientalis*, гастроподы *Loxoplocus mojeroensis*, тентакулиты *Evenkyites rarus*, мшанки *Amplexopora similis* *Monticulipora allectiformis*, конодонты *Distomodus egregius*, акритархи *Leiofusa ansa*, хитинозои *Plectochitina saharica*, а для верхней – табуляты *Thecipora ornata*, *Vaenopora kaljoi*, мшанки *Cuneatopora lindstromi*, *Stictopora markhensis*, брахиоподы *Virgiana moyeroensis* и трилобиты *Bumastus barriensis* Murch. Обычны также строматопоры *Clathrodiction regulare* Ros., *Labechia venusta* Yavor.; табуляты *Favosites gothlandicus gothlandicus* Lam., *Calamopora alveolaris* (Goldf.), *Parastriatopora rhizoides* Sok., *Subalveolites volutus* Sok. et Tes.; ругозы *Cysticonophyllum khantaikaense* Zapr., *Cyathactis euryone* (Bill.); брахиоподы *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Pentamerus oblongus* Sow., *Stegerhynchus decemplicatus duplex* Nikif. et T. Modz., *Zygospiraella duboisi* (Vern.); трилобиты *Warburgella insperata* Yolk.; остракоды *Costaegera hastata* Abush.; криноидеи *Glyptocrinus elegans* (Yelt.), *Myelodactylus flexibilis* Stuk.; конодонты *Neospathodus bullatus* Nicoll et Rexr., *Icriodella inconstans* Aldr.

Разрез свиты является стратотипическим для хаастырского горизонта, охватывающего среднюю и верхнюю части аэронского яруса лландоверийского отдела [171, 214, 230].

Агиды йская свита (S_{1ag}) названа по оз. Агиды в бассейне р. Мойеро. Ранее она картировалась как нижний подъярус венлокского яруса [158, 447]. Согласно залегает на хаастырской свите, граница с которой проводится по смене серых комковатых кораллово-полидетритовых известняков зеленовато-серыми доломитистыми тонкоплитчатыми известняками, не содержащими органических остатков. В целом свита по сравнению с хаастырской характеризуется резким обеднением систематического состава фаунистических комплексов параллельно со столь же резким сокращением количества органических остатков и появлением в разрезе прослоев и пачек пестроцветных доломитовых мергелей и доломитов.

Стратотип расположен на р. Мойеро в 1–4 км выше устья р. Мойерокан. В нем вся толща имеет отчетливо ритмичное строение, близкое к таковому для нижележащей хаастырской свиты. Ритмы характеризуются двучленным строением, мощность их изменяется от 2 до 10 м. В их основании залегают комковатые, реже массивные и плитчатые доломитистые известняки с органическим (преимущественно остракодовым) детритом (50–60%), колониями водорослей, реже кишечнополостных. Верхние части представлены тонкослоистыми пестроцветными алевроитистыми, известково-доломитовыми мергелями и слабоизвестковистыми аргиллитами без видимых органических остатков, но с линзами доломитистых известняков и глинистых доломитов. На плоскостях наслоения часто наблюдаются следы волновой ряби и трещины усыхания. По всему разрезу присутствуют маломощные прослои алевроитистых известняков с мелкими автокластами известково-доломитового состава и автокластических брекчий. Ввиду частой редукции верхних частей ритмов в верхней половине толщи иногда выделяют нижнюю (с преобладанием среди мергелей пестроцветных и зеленоцветных разностей) и верхнюю (с редкими прослоями серых мергелей) подсвиты [214].

Мощность агидыйской свиты в стратотипе составляет 84,3 м.

Определяющими для агидыйской свиты являются гастроподы *Insignia insignis*, остракоды *Leiocyamus complanatus*, конодонты *Kockelella ranuliformis*, трилобиты *Eophacops ovatus*, акритархи *Leiofusa tumida*, табуляты *Thecostegites bouchardi* [252]. Однако преобладают остракоды *Herrmannina moyeroensis* Abush. (в нижней части свиты), *Beyrichia mirabilis* Ab. (в верхней), брахиоподы *Anabaria rara* (Nikif.), *Mendacella tungussensis* Nikif., табуляты *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes., криноидеи *Bystrowicrinus quinquelobatus* (Yelt.), конодонты *Pterospathodus amorphognathoides* Wall; в верхней части свиты – строматопоры *Stromatopora lenense* Yavor., *Pachystylostroma sibiricum* (Riab.), брахиоподы *Alispira rotundata* Nikif. et T. Modz., *Pentamerus oblongus* Sow., *Cryptothyrella norilica* Nikif.

Разрез свиты является стратотипическим для агидыйского горизонта (телический ярус лландоверийского отдела) [171, 214, 230].

Хакомская свита (S_1^{hk}) согласно залегает на агидыйской свите. Ранее она картировалась как верхний подъярус венлокского яруса [158, 447]. Характерной особенностью хакомской свиты, отличающей ее от ниже- и вышележащих силурийских отложений, является широкое развитие кораллово- и водорослево-строматопоративных биостромов и биоморфных известняков. В подошве нижнего биострома или замещающего его по простиранию табулято-строматопоративного известняка и проводится нижняя граница свиты, тогда как верхняя – в кровле верхнего биострома, сменяемого сероцветными доломитами, практически лишенными фауны и относимыми к вышележащей янгадинской свите.

Стратотип составлен по серии обнажений на р. Мойеро ниже и выше устья р. Хакома, по которой и дано название свиты. В отношении литологического состава и фаунистических комплексов хакомская свита представляет собой единую толщу, однако по строению разреза и относительной роли различных пород иногда выделяют две подсвиты [171, 214].

Нижняя подсвита (31 м мощностью) имеет четко выраженное ритмичное строение при вариациях мощности отдельных ритмов от 2 до 10 м. В основании ритмов залегают наиболее богато и разнообразно охарактеризованные фауной породы остракодово-детритовые, глинистые, доломитистые, иногда водорослево-стужковские или обломочные известняки, пронизанные ходами илоедов и часто содержащие остатки гастропод и остракод и в меньшем количестве – других групп. В некоторых ритмах эти породы слагают всю нижнюю часть ритмов, но обычно присутствуют биостромы мощностью от 0,5 до 4–5 м, состоящие из серых органогенно-детритовых слабоглинистых известняков; не менее 20 % составляют разобширенные колонии кораллов и строматопорат. В качестве сопутствующих форм (иногда в значительном количестве) присутствуют ругозы, гастроподы, брахиоподы, наутилоидеи и криноидеи. Отдельные биостромы прослежены на расстояние до 5 км, по простиранию они переходят в тонкозернистые известняки с отдельными колониями губок и прослоями, переполненными строматопоратами *Neobeatricia nikiforovae*, представляющие собой хорошие местные маркеры.

Верхняя (как правило, большая по мощности) часть ритмов представлена тонкоплитчатыми глинистыми тонкозернистыми известняками, глинистыми доломитами, известково-доломитовыми мергелями или аргиллитами, с примесью (до 20 %) алевроитового материала, прослоями плоскогалечных известняковых конгломератов и линзами аутигенных брекчий, в которых присутствуют автокласты подстилающих пород. На поверхностях наложения обычны знаки волновой ряби и трещины усыхания. Органические остатки либо отсутствуют, либо представлены эвригалинными группами – остракодами, мелкими гастроподами и угнетенными формами других беспозвоночных. Нередко между биостромами и доломитовыми мергелями наблюдаются промежуточные образования – черные гастроподовые и водорослевые известняки с прослоями строматолитов, являющиеся четкими маркирующими горизонтами.

Верхняя подсвета (до 50 м мощностью) отличается преобладанием строматопоратых и кораллово-строматопоратых биостром и неяснокмковатых или массивных известняков. Тонкослоистые известняково-доломитовые и глинистые породы встречаются в виде отдельных прослоев, количество и мощность которых к верхам разреза существенно увеличиваются. В низах разрезов развиты прослои темно-серых до черных битуминозных органо-генно-детритовых известняков. Биостромы достигают в верхней подсвете максимальной мощности (5 м). Взаимопереходы биоморфных известняков и известняков с многочисленными кремневыми конкрециями, почти лишенных остатков кишечнополостных, обуславливают контрастный облик локальных разрезов. В прикровлевой части свиты биостромы редки и маломощны (0,5–2,0 м).

Мощность хакомской свиты в стратотипе – 82 м. Литологический состав и строение разреза свиты выдержаны по всей площади ее развития [447].

В фаунистическом комплексе хакомской свиты присутствуют многочисленные формы, имеющие широкое стратиграфическое распространение и встречающиеся в нижележащих отложениях, однако достаточно большой комплекс найденных в этой свите остатков беспозвоночных не выходит за ее пределы. К ним относятся [252]: строматопораты *Stromatopora sibirica*, ругозы *Cystiphyllum siluriense* Lonsd., *Kymocystis notabilis*, *Miculiella crassiseptata*, *Neocystiphyllum holtedahli*, *Yassia enormis* (Ether.), гастроподы *Hormotoma compressa*, конодонты *Huddlella johni*, *Kockelella suglobovi*, цефалоподы *Armenoceras bachtense*. Кроме того, для нижней подсвиты характерны табуляты *Syringopora scabra*, ругозы *Neocystiphyllum mac'coyi*, *Protopilophyllum cylindricum*, крionoидеи *Myelodactylus rimatus*, мшанки *Monotrypa pediculate*, сколекодонты *Mochtyella cristata*, брахиоподы *Leptaena khantaica*, цефалоподы *Sactoceras richteri*, акритархи *Oryomatosphaeridium minutum*, хитинозои *Desmochitina densa*; для верхней – строматопоры *Stromatopora lenensis*, ругозы *Cystiphyllum cylindricum*, остракоды *Beyrichia kureikiana*, *Leperditia lumaea*. В целом среди фаунистических остатков доминируют строматопораты *Labechia condensa* Yavor., *Clavidictyon cylindricum* (Yavor.), *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *Neobeatricea nikiforovae* Yavor., *Yavorskiina membrosa* (Yavor.); табуляты *Mesosolenia festiva* Tchern., *Parastriatopora tebenjkovi* Tchern., *Sapporipora favositoides* Ozaki, *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes.;

брахиоподы *Morinorhynchus proprius* (Lop.), *Stegerhynchus moyeroensis* Lop.; остракоды *Beyrichia mirabilis* Abush.; гастроподы *Straparollus alacer* Pern.; криноидеи *Bystrowicrinus bilobatus* (Yelt.); конодонты *Kockellella variabilis* Wall.

Разрез свиты является стратотипическим для хакомского горизонта (шейнвудский и гомерский ярусы венлокского отдела) [171, 214, 230].

Янгадинская свита (S_2^1jn) согласно залегает на хакомской свите, хотя есть предположения о наличии коры выветривания в кровле последней [157]. Ранее картировалась как нижний(?) подъярус лудловского яруса [158, 447]. В качестве стратотипа принята серия обнажений на р. Мойеро в районе устья р. Янгада, по которой дано название свиты [171, 215].

Янгадинская свита состоит из сложно чередующихся разнообразных по текстуре известняков, доломитов и мергелей. Иногда обнаруживается неясная ритмичность: ритмопачки начинаются пелитоморфными глинистыми известняками, реже известняковыми плоскогалечными конгломератами и водорослевыми известняками, сменяющимися доломитистыми тонкослоистыми известняками с пропластками мергелей; верхние части ритмов сложены доломитами с линзами (1–3 см) гипса. В целом в нижней части свиты доминируют строматолитовые, сгустково-водорослевые, оолитовые, обломочные и битуминозные известняки с резко подчиненными прослоями доломитов. В средней части преобладают листоватые «немые» известняки, домериты и доломиты, а в верхней – комковатые тонко- и среднеплитчатые детритовые известняки с отдельными горизонтами строматолитовых известняков и аутигенных брекчий. Характерны знаки волновой ряби, трещины усыхания, иногда косая слоистость.

Мощность свиты в стратотипе – 39 м [214]. Однако к юго-востоку она возрастает до 60 м и более [237].

Редкие остатки морских беспозвоночных представлены криноидеями и брахиоподами, единичными колониями табулят и ругоз; в нижней части свиты выявлены строматопораты *Yavorskiina spectabilis*, *Clathrodictyon striatellum*, *Stelodictyon moierense*, исчезающие выше по разрезу, где преобладает эвригалинный комплекс остракод, гастропод и локально бивальвий. В изобилии встречаются ходы илоедов. Характерными для верхней части свиты являются табуляты *Parastriatopora kureikiana* Sok. et Tes., остракоды *Beyrichia parva* Abush., *Eukloedenella kureikiensis* Nock., конодонты *Logonodina salopia*, *Plectospatodus flexuosus*. В пределах всей свиты доминируют брахиоподы *Hyattidina acutisummitatus* Nikif. et T. Modz., гастроподы *Murchisonia cingulata* Lindstr., *Straparollus alacer* Pern., криноидеи *Bystrowicrinus bilobatus* Yelt. и *Sibiricrinus helenae* Yelt. Только в верхней части встречены остракоды *Healdianella inornata* Abush., *Herrmannina nana* Abush., брахиоподы *Dalejina rybnaensis* (Lop.), *Eohowellella minima* (Lop.). По характерным фаунистическим остаткам янгадинская свита отнесена к тукальскому горизонту (горстийский ярус лудловского отдела верхнего силура) [171, 214, 230].

Кольдинская свита ($S_2^1-D;kl$) выделена В. В. Меннером в 1961 г. [145]. Стратотипический разрез составлен по серии разрозненных обнажений, расположенных в 10–35 км от западной рамки листа Q-48 на р. Котуй (у порога Санат) и на ее правых притоках Сиды и Колды (Кольда), по последней

из которых свита и была названа [137]. В стратотипе имеет мощность 100–140 м и сложена домеритами, глинистыми доломитами, доломитистыми аргиллитами, гипсами, причем нижняя часть свиты сероцветная, а верхняя – красноцветная; гипсы составляют не менее 15–30 % разреза [137].

В опорном разрезе силура на р. Мойеро в неполном (исключающем верхнюю часть разреза) интервале кольдинской свиты выделены холлюханская свита верхнего силура мощностью 68 м, согласно перекрывающая янгадинскую со стратотипом в 1,0–0,5 км ниже устья р. Холлюхан, и мукдэкэнская свита нижнего девона мощностью 65 м, описанная в 2 км южнее горы Мугдэкэн-Гугдан [171, 214, 215, 407]. Эти свиты, сложенные переслаиванием мергелей, глинистых доломитов, реже гипсов, аргиллитов и известняков, весьма сходны по литологическому составу. Ввиду этого разделение названных свит по всему ареалу, характеризующемуся достаточно слабой обнаженностью и крайне редким присутствием органических остатков, невозможно, в силу чего развитая в верхах силура – низах девона сульфатно-карбонатная формация рассматривается как единый стратон (кольдинская свита).

Кольдинская свита вскрывается в широкой (до 70 км) полосе северо-западного простирания, протягивающейся от верховьев р. Мурукта к верховьям р. Верх. Вилуйкан, полностью перекрывая янгадинскую свиту.

Нижняя граница кольдинской свиты в наиболее представительном разрезе на р. Мойеро проводится по смене сероцветных известняков и доломитов пестроцветными аргиллитами, залегающими в основании разреза. По литологическому составу выделяют три пачки [237, 447].

Нижняя пачка (холлюханская свита по Ю. А. Тесакову и др.) сложена преимущественно пестроцветными мергелями и гипсами, а также серыми доломитами. В низах разреза (22–24 м мощностью) развиты пестроцветные домериты с прослоями розовато-серых доломитов, реже доломитистых известняков и аргиллитов; последние слабо гипсоносны. Выше по разрезу преобладают зеленовато-серые домериты с прослоями (0,2–0,5 м) белых и розовых глинистых гипсов и гипсоносных доломитов, вплоть до появления гипсовой пачки мощностью 8 м, состоящей из восьми пластов гипса (мощностью до 1,5 м), разделенных подчиненными домеритами. Венчается пачка серовато-зелеными и серыми гипсоносными аргиллитами с отдельными прослоями зеленовато-серых доломитов.

Средняя пачка (мукдэкэнская свита по Ю. А. Тесакову и др.) состоит из светло-серых горизонтально-слоистых плитчатых доломитов с рассеянной гипсоносностью и редкими прожилками гипса. Граница с нижней пачкой проводится по появлению сероцветных плитчатых доломитов, сменяющих гипсоносные домериты. В верхах нижней части (35 м мощностью) разреза присутствуют пачки зеленовато-серых доломитовых мергелей с прослоями глинистых гипсов мощностью до 0,5 м. Верхняя часть (не менее 30 м) пачки сложена коричневатой, розовато-серыми полосчатыми доломитами и доломитовыми известняками с рассеянной гипсоносностью и подчиненными прослоями домеритов. В средней и верхней частях толщи отмечены два прослоя послойно пиритизированных строматолитовых доломитов в виде караваяобразных тел размером до $1,0 \times 0,2$ м. В более верхних частях разреза в серых доломитовых известняках отмечены многочисленные башенковидные гастро-

поды. Завершается разрез трехметровой пачкой серых тонкоплитчатых доломитов и доломитовых мергелей с рассеянной гипсоносностью и редкими небольшими (2–3 см) стяжениями белого гипса.

В целом в опорном разрезе р. Мойеро глинистые доломиты составляют 30–35 %, домериты и аргиллиты – 42–47 %, доломитистые известняки – не более 8 %, гипсы – около 15 %. Однако, в отличие от стратотипа на р. Колды, в нижней части стратона преобладают пестроцветные, а в верхней – сероцветные породы.

Верхняя пачка (мощностью 20 м) кольдинской свиты, не вскрытая на р. Мойеро, представлена по отдельным небольшим коренным выходам на р. Тонкокта (левый приток р. Мойеро) красноцветными и зеленовато-серыми доломитами и аргиллитами с прослоями (до 0,2 м) сероцветных глинистых доломитов и редкими стяжениями и линзами (не более 0,03 м мощностью) гипсов [296].

Суммарная мощность кольдинской свиты оценивается в 140–153 м.

Определяемых палеонтологических находок в кольдинской свите не обнаружено. Ее датировка основана лишь на ее положении в разрезе между фаунистически охарактеризованными янгадинской и курейской свитами и сопоставлении с разрезами Курейского района. По этим соображениям стратиграфический интервал кольдинской свиты определяется в объеме лудфордского яруса лудловского отдела, пржидольского отдела верхнесилурийской подсистемы и лоховского яруса нижнего отдела девона (мукдэжэнский и зубовский горизонты).

МОРКОКИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ПОДЗОНА

Силурийские отложения Моркокинской СФЗ подразделяют на шесть свит, которые объединяются Ю. И. Тесаковым и др. [194, 214] в куондинскую и яртомскую местные серии.

Куондинская серия выделена в 1967 г. на р. Ниж. Бол. Куонда (левый приток р. Алакит к востоку от рамки листа Q-48) Ю. И. Тесаковым и Р. Б. Шпунтом [253] в ранге свиты и отнесена к лландоверийскому ярусу. В 1985 г. Н. Н. Предтеченский и др. по комплексу литологических, фациальных и био-стратиграфических параметров расчленили куондинскую свиту на четыре стратона, которым был дан ранг самостоятельных свит – байтахская, башенная, машковская и непперендинская, а название «куондинская» сохранено в качестве наименования объединяющей их серии, соответствующей единому регрессивному седиментационному циклу. Стратотипы всех перечисленных свит описаны на прилегающей с востока к листу Q-48 территории. Ввиду относительно малых мощностей стратонов и их недостаточной палеонтологической изученности в рассматриваемом районе они представлены на карте как нерасчлененные байтахская и башенная (S_1^{bt-bs}) и объединенные машковская и непперендинская (S_1^{ms+np}) свиты.

Байтахская и башенная свиты нерасчлененные (S_1^{bt-bs}). Подразделение развито в виде узкой (не более 10–12 км шириной) полосы на водоразделах правобережья р. Оленёк между его правыми притоками – реками Молакит и Тэнкэ. Со стратиграфическим несогласием залегает на кылах-

ской, но местами – на сохсолохской свитах. В свою очередь, локально выпадает из разреза (на правобережном водоразделе р. Тэнкэ). При среднемасштабной геологической съемке картировалось либо как среднелландоверийский подъярус [404], либо как нижняя подсвита куондинской свиты [184].

Байтахская свита названа по оз. Байтах. Стратотип определен на р. Моркока в 2 км выше устья р. Кэрэхтээх [194]. В основании разреза залегают глыбовые известняковые конгломераты и гравелиты (с галькой карбонатных пород, содержащих табуляты бурского горизонта), в остальной части – серозеленые мергели с линзами (не более 0,2 м мощностью) серых известняков. Мощность в стратотипе – 17 м, но в целом в стратотипическом районе существенно варьирует от 22 м до полного выклинивания, отражая неровности эрозионного рельефа верхнеордовикских отложений.

Башенная свита [194] названа по горе Башня в верховьях р. Ниж. Бол. Куонда, где предложен стратотип свиты. В последнем выделены две подсвиты – нижняя, сложенная кремовыми бургисто-наслоенными известняками, и верхняя – серыми волнисто-наслоенными и комковатыми известняками. Мощность в стратотипе – 44 м.

На территории листа Q-48 образования рассматриваемого стратиграфического подразделения представлены толщей кремово-серых до пепельно-серых известняков (так называемые «белые горы»), обычно слабоглинистых, с обильной фауной брахиопод и трилобитов. Строение его несколько отличается от описанного в стратотипах. В непосредственном контакте с тонкоплитчатыми известняками кылахской свиты на р. Неперенде залегают органогенно-обломочные глинистые известняки, чередующиеся с граптолитовыми серыми и черными сланцами суммарной мощностью 1,8–2,0 м. Выше развиты зеленовато-серые глинистые известняки мощностью до 10 м, перекрытые монотонной толщей криптозернистых известняков [404].

Мощность нерасчлененного подразделения оценивается в 50–60 м, аналогично стратотипическому району. В известняках собрана богатая фауна брахиопод *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Fardenia grasilis* (Andr.), *Eoplectodonta pumila* Lop. [184, 404]. Граптолиты из низов байтахской свиты бассейна р. Ниж. Томба, представленные таксонами *Parakidofgraptus acuminatus* (Nichol.), *Akidograptus ascensus* Davies, *Cystograptus praepenna* Obut et Sobol., *Glyptograptus tamariscus* (Nichol.), *Normalograptus scalaris* (His.), отвечают зональным уровням *acuminatus* и *vesiculosus*, соответствующим низам рудданского яруса [212, 213]. По комплексу фаунистических остатков в стратотипическом районе байтахская и башенная свиты отнесены к мойероканскому горизонту (рудданский ярус и нижняя часть аэронского яруса лландоверийского отдела силура) [215, 230]. Соответственно, данное нерасчлененное стратиграфическое подразделение является хроностратиграфическим аналогом мойероканской свиты.

Машковская и неперендинская свиты объединенные ($S_1^{m\dot{s}+np}$). По сравнению с нижележащим подразделением этот стратон характеризуется гораздо большей площадью и непрерывностью ареала на Оленёк-Вилуйском водоразделе, охватывающего бассейны рек Хукочар и Верх. Томба, а также верхнего течения рек Ниж. Вилуйкан и Ниж. Томба [119, 184, 404]. Кроме того, незначительный по площади (2 × 3 км) выход (тектоническое окно) закартирован в 130 км южнее южной границы ареала,

на р. Улахан-Вава (в устье р. Умоткакан) [119]. Согласно залегает на башенной свите, местами с несогласием на различных горизонтах ордовика. Согласно перекрывается яральинской свитой. При среднемасштабной геологической съемке картировалось либо как верхнелландоверийский подъярус [404], либо как верхняя подсвита куондинской свиты [184].

Машковская свита названа в память о палеонтологе Т. В. Машковой. Стратотип находится на р. Ниж. Бол. Куонда, продолжая вверх по течению стратотип башенной свиты [194]. Нижняя граница проведена по смене среднеплитчатых известняков последней комковатыми известняками с многочисленными детритовыми врезанными линзами. В стратотипе свита сложена сероцветными комковатыми тонко- и криптозернистыми известняками с тонкими линзами серых детритовых известняков, редкими прослоями алевролитистых и битуминозных известняков, редкими линзами домеритов и многочисленными постройками табулят. Мощность – 106 м и по ареалу распространения варьирует незначительно (в пределах 80–120 м). Отнесена по богатому комплексу фаунистических остатков к хаастырскому горизонту (средняя и верхняя части аэронского яруса).

Непперендинская свита названа по р. Неперенде (правый приток р. Ниж. Томба), в бассейне которой она широко распространена. Стратотип определен в том же обнажении на р. Ниж. Бол. Куонда, что и для машковской свиты [194]. Характеризуется глинисто-карбонатным составом и в стратотипе подразделена на две подсвиты, нижняя из которых сложена серыми плитчатыми волнисто-наслоенными и комковатыми известняками с единичными прослоями серых мергелей, верхняя – светло-серыми толстоплитчатыми известняками и доломитами с кораллово-строматопоровыми биостромами и биогермами. Мощность – 45 м, возраст – телличский век.

На территории листа Q-48 рассматриваемое объединенное стратиграфическое подразделение сложено кремово-, зеленовато- и светло-серыми, бугристо- или волнисто-наслоенными известняками, их глинистыми и алевролитистыми разностями, нередко тонкослоистыми, тонкоплитчатыми или комковатыми, с прослоями органогенно-обломочных, водорослевых коралловых известняков и ракушнякав; в верхах стратона на южной периферии ареала (на р. Лев. Ниж. Виллойкан) появляются прослой битуминозных известняков, составляющие не более 5 % разреза; там же в известняках присутствуют линзы (до 0,5 м мощностью) кальцирудитов [119]. Нижняя граница проведена по появлению органогенных известняков, хотя переход от пелитоморфных известняков башенной свиты достаточно постепенный. Мощность органогенных слоев, сложенных остатками брахиопод, трилобитов, криноидей, местами мшанок и остракод, до 0,2 м, кораллово-строматопоровых биогермов – до 0,15 м.

Мощность объединенного стратиграфического подразделения – до 150 м, аналогично стратотипической площади.

Стратиграфический возраст стратона надежно устанавливается по богатым комплексам фауны. В северной части ареала (на р. Ниж. Томба) в ориктоценозе доминируют брахиоподы *Mendacella tungusensis* Nikif., *Lenatoechia elegans* (Nikif.), *L. ramosa* (Nikif.), *Borealis borealis schmidtii* (Leb.), *Fardenia gorbiyatchensis* (Lop.), *Septatrypa pentagonalis* Nikif., *Stricklandia salteri* Bill.

[404]. Более разнообразны комплексы установлены на различных уровнях разреза стратона на юге ареала (р. Лев. Ниж. Виллюкан). Они включают остатки брахиопод *Alispira gracilis* (Hikif.), *Dalmanella neocrassa* Nikif., *Hesperorthis* sp., *Strophomena* cf. *sibirica* Andr., *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Meristina lacrima* (Hikif.); гастропод *Liospira* sp.; остракод *Sibiritia jucunda* Abush.; цефалопод *Armenoceras clarum*; ругоз *Tenuiphyllum retiformis* Ivnsk., *Crassilasma crassiseptatum* Smith, *Dinophyllum involutum* Linder., *Entelophyllum articulatum* Wahl., *Cyathactis crassiseptatum* Ivnsk.; трилобитов *Eophaeos quadrilineatus* Aug.; мшанок *Hennigopora* sp. cf. *H. floridiformis* Astr., *Lioclema* aff. *L. gracilense* Astr., *Moyerella delicata* Кораевич. [119, 446]. По совокупности находок вмещающие их породы относятся к верхней части лландоверийского отдела. Это соответствует данным по стратотипическим разрезам, согласно которым на основании комплекса разнообразных (более 100 видов) фаунистических находок возраст подразделения определен как средний ээрон – телич [194, 230]. Исходя из этого, машковская свита рассматривается как хроностратиграфический аналог хаастырской, а неперендинская – агидийской свиты Мойеронской зоны.

Суммарная мощность куондинской серии составляет 200–210 м.

Яртомская серия существенно отличается по литологическому составу и разнообразию ископаемой фауны от куондинской. Она сложена преимущественно сероцветными массивными доломитами и пестроцветными домеритами и, соответственно, включает яральинскую и томбинскую свиты, выделенные Ю. И. Тесаковым и Б. Р. Шпунтом в 1967 г. [253].

Яральинская свита (S_{1jr}^2) названа по р. Ниж. Яральин, на водоразделе которой с р. Ниж. Бол. Куонда – на склоне горы Башня определен стратотип [194]. Согласно залегает на неперендинской свите. В стратотипе яральинская свита сложена светло-серыми массивными известковистыми доломитами и доломитизированными известняками с прослоями биогенных коралловых доломитов, линзами гравелитов и плоскогалечных известняковых конгломератов. В основании свиты залегает пачка (8 м) темно-серых битуминозных известняков с конкрециями кремней, пропластками мергелей и коралловыми биостромами (до 2,5 м мощностью); по появлению этой пачки и проводится нижняя граница свиты.

В пределах территории листа Q-48 яральинская свита выходит на водоразделах правых притоков р. Оленёк от р. Велингна до верховьев р. Ниж. Томба, а также по р. Лев. Ниж. Виллюкан [119, 184, 404]. Она сложена на 95–98 % доломитами, в нижней части свиты грубоплитчатыми до массивных, в верхней – тонкоплитчатыми. Несмотря на невыявленность здесь маркирующей пачки битуминозных известняков, нижняя граница свиты уверенно прослеживается по смене тонкоплитчатых известняков неперендинской свиты кавернозными зеленовато-серыми, желтоватыми или голубоватыми доломитами. Доломиты часто известковистые или глинистые. Наблюдаются маломощные прослои органогенно-обломочных известняков, водорослевых доломитов и загипсованных пород и тонкие прожилки гипса. В низах разреза присутствует многочисленная фауна остракод, брахиопод, цефалопод, табулят, в верхах среди фаунистических остатков преобладают криноидеи.

Мощность яральинской свиты достигает 120 м в северной зоне ареала (в верховьях р. Ниж. Томба), но у южного края поля развития свиты (на р. Лев. Ниж. Вилюйкан) уменьшается до 60 м.

По определениям гастропод *Hormotoma* sp. и *Enomphalopterus* sp. indet. (определения Н. И. Курушина), брахиопод *Fardenia propria* Lop., *Lenatoechia* aff. *multicostata* Lop., *Anabaria rara* Nikif. (определения Т. А. Лопушинской) из низов разреза и криноидей *Obuticrinus* aff. *bilobatus* (Yelt.), *Megalocrinus* aff. *latebrosus* Schecot., *Egiasarowicrinus* aff. *egiasarowi* (Jelt.) (определения Ю. А. Дубатоловой) из верхов – вмещающие породы отнесены к венлоку [184, 404]. На р. Лев. Ниж. Вилюйкан в известняках нижней части разреза найдены строматопоры *Actinostromella slitensis* Mori, остракоды *Sibiritia kotelnyensis* Toll., *Herrmannina moierensis* Abush. (определения А. Ф. Абушик), датируемые ранним венлоком [119]. Таксоны *Anabaria rara* и *Sibiritia kotelnyensis* являются доминирующими и в стратотипическом разрезе, в котором яральинская свита занимает полный объем венлокского отдела силура [230]. В хроностратиграфическом аспекте яральинская свита представляет собой аналог хакомской свиты Мойеронской подзоны.

Томбинская свита (S_{2tm}) названа по рекам Ниж. и Верх. Томба, в верховьях которых она имеет широкое распространение в восточной части листа Q-48. Согласно залегает на яральинской свите. Как и для последней, стратотип определен на склоне горы Башня [194, 230]. Здесь по литологическому составу четко выделяются две подсвиты. Нижняя (мощностью 50 м) представлена сероцветными, реже пестроцветными тонкоплитчатыми глинистыми строматолитовыми доломитами с прослоями известняков (составляющими около 15 %); верхняя (64 м) – пестроцветными домеритами с редкими линзами тех же доломитов и жеодами галита. Нижняя граница томбинской свиты проводится по смене коралловых вторичных доломитов с конкрециями кремней горизонтально-слоистыми плитчатыми доломитами.

На территории листа Q-48 томбинская свита обнажена слабо и прослежена преимущественно по элювиально-делювиальным отложениям. К ней отнесена пестроцветная заглипсованная немая толща доломитов с прослоями известняков, мергелей и водорослевых доломитов, закартированная как отложения лудловского яруса [404]. В виде узкой полосы ареал распространения свиты протягивается от бассейна р. Ниж. Томба на запад, достигая, возможно, верховьев р. Прав. Мойерокан. В южной части ареала, на правобережье р. Лев. Ниж. Вилюйкан она не имеет сплошного распространения, и девонские породы находятся в контакте с яральинской или даже неперендинской свитой.

В приподшенной части свиты локально встречаются плоскогалечные доломитовые конгломераты, однако в наиболее детально изученном описанном разрезе нижней части свиты на руч. Кочоктукон (правый приток р. Прав. Верх. Томба) они не описаны [404]. В целом в разрезе томбинской свиты здесь выделены четыре пачки. Нижняя пачка (не менее 12 м) представлена светло-серыми, зеленовато-серыми тонко- и мелкозернистыми, тонко- и среднеплитчатыми доломитами с прослоями пестроцветных мергелей (до 3,4 м мощностью) и линзочками и гнездами гипса. Выше залегает гипсовая пачка (20 м), состоящая из линз и гнезд гипса, разделенных тонкими про-

слоями доломитов, и прослоев (до 2,5 м) серых домеритов и глинистых доломитов. Гипсоносные слои – до 4 м мощностью, но вся толща также пронизана прожилками селенита. Залегающая выше красноцветная пачка (35 м) близка по составу к нижележащей, но отличается окраской пород. Она представлена неритмичным переслаиванием тонкослоистых (горизонтально-, волнисто- и косослоистых) серых, бордовых, розовых, фиолетово-серых глинистых доломитов (до 5 м мощностью) и мергельно-доломитово-гипсовых пакетов слоев (до 2,5 м) с редкими маломощными прослоями известняков и водорослевых доломитов. Верхняя пачка (40 м) сложена сероцветными, реже пестроцветными глинистыми доломитами, часто загипсованными, с подчиненными прослоями водорослевых доломитов и биогермами (до 0,3 м мощностью) строматолитовых известняков.

Максимальная мощность томбинской свиты – около 110 м – вскрыта одной из поисково-разведочных скважин в верховьях р. Нинима [380].

Палеонтологически свита на территории листа Q-48 не охарактеризована. В стратотипическом разрезе в доломитах нижней части свиты найдены табуляты *Sapporipora favositoides* Ozaki и криноидеи *Bystrowicrinus quiquelobatus* (Yelt.), позволяющие отнести вмещающие отложения к тукальскому горизонту (горстийский ярус лудловского отдела силура) [194]. По литологическому составу томбинская свита на рассматриваемой территории весьма существенно отличается от стратотипа, но близка к кольдинской свите условно позднесилурийско-раннедевонского возраста, описанной в Мойеронской подзоне, хотя и несколько отличается по строению разреза. По положению в стратиграфическом разрезе она условно отнесена к лудловскому и пржидольскому отделам верхнесилурийской подсистемы [194, 230, 252]. Однако стратиграфическая позиция верхней границы фаунистически не обоснована и требует дальнейшего уточнения. В соответствии с «Решениями...» [196], в северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, включая бассейн р. Ниж. Виллойкан, выделялась нерасчлененная пестроцветная толща, охватывающая продолжительный стратиграфический интервал, включающий верхи силура, нижний девон и эйфельский ярус среднего девона, но при этом не превышающая 100 м по мощности. Выделение нижней части этого стратиграфического подразделения в ранге томбинской свиты требует аналогичного обоснования и его верхней части. Литологическое сходство вышеописанной верхней пачки томбинской свиты со средней и верхней частью кольдинской свиты заставляет предполагать необходимость расширения стратиграфического интервала томбинской свиты с включением нижнего отдела девона (мукдэкэнский и, возможно, зубовский горизонты), что требует, безусловно, адекватного палеонтологического обоснования.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские осадочные образования продолжают разрез силура на большей части ареала. Соответственно, они выходят на поверхность листа в виде узкой полосы юго-восточного простираения от района правых притоков р. Котуй (Сида, Монгоктокон и др.) к бассейну верхнего течения р. Мойеро (реки Делингдэкэн, Мугамгу, Сюсюмо и др.) и далее к р. Майгундахон

в западной части листа и от истоков рек Прав. Мойерокан и Прав. Велингна до р. Лев. Ниж. Вилюйкан – в восточной. По всей территории девонские отложения относятся к одной структурно-формационной зоне (Котуйско-Вилюйской) в пределах Лено-Тунгусской СФО. Эта зона в девонский период характеризуется, в отличие от силурийского, небольшими мощностями отложений (суммарная мощность девона не превышает 250 м), их резкими колебаниями, значительным количеством перерывов и размывов, высокой фациальной изменчивостью при преобладании лагунных, реже мелководных морских фаций, более существенной ролью терригенных пород при отсутствии грубообломочных отложений, слабым развитием фаунистических комплексов, а также частой редукцией тех или иных частей разреза.

Девонский разрез на рассматриваемой территории в целом существенно редуцирован по сравнению со стратотипическими площадями Норильского района, отражая общее сокращение масштабов девонского осадконакопления в Лено-Тунгусской СФО по мере удаления от Таймырского морского бассейна. Он представлен лишь нижним и средним отделами (рис. 3) с сокращением их суммарной мощности в юго-восточном направлении. Полное выклинивание девонских осадков происходит у восточной рамки листа, в районе правых притоков р. Ниж. Вилюйкан. Судя по разрезу скв. Ксл-1, расположенной в 50 км южнее рамки листа Q-48, в которой девонский разрез представлен лишь нижнедевонской нимской свитой мощностью около 50 м [394], такое выклинивание имеет место не только в восточном, но и в южном направлении. В то же время в юго-западной части изучаемой территории, в пределах Норильско-Туринаского прогиба, судя по разрезу скв. Кчч-2 [306] в 50 км от западной рамки листа, вполне вероятно развитие более представительного как по мощности, так и набору формаций разреза, включающего не только нимскую, тынепскую (аналог сидинской) и юктинскую свиты, но и верхнедевонские каларгонскую и нахохозскую свиты, хотя и незначительной мощности. Суммарная мощность девона в названном прогибе, по данным геофизического моделирования [320], может превышать 2000 м.

На всей территории листа девонские породы с резким стратиграфическим, а местами со слабо выраженным угловым несогласием перекрываются средне-верхнекаменноугольными отложениями.

Стратиграфия девонских отложений, несмотря на крайнюю скудность органических остатков, достаточно четко установлена в Мойеронской подзоне по литологическим признакам на основе сопоставления формаций с более представительными разрезами западных районов Лено-Тунгусской СФО. Пестроцветная гипсоносная глинисто-карбонатная формация нижней части нижнего девона, соответствующая мукдэкэнскому и зубовскому горизонтам, рассматриваются в составе кольдинской свиты, описанной ранее. Залегающие выше пестроцветные глинисто-карбонатные отложения параллелизуются с курейской и сидинской свитами Котуйского района, а завершающая разрез известняковая формация, имеющая, в отличие от вышеперечисленных стратонтов, адекватную палеонтологическую характеристику, относится к юктинскому горизонту и одноименной свите.

В восточной части листа, представляющей собой зону выклинивания девонских осадков Таймырско-Тунгусского бассейна, доюктинские девонские

отложения существенно отличаются по литологическому составу. Они представлены пестроцветной гипсоносной мергельно-доломитовой формацией. При среднемасштабных геологических съемках они на основе литологических признаков и фрагментарных фаунистических находок рассматривались как нерасчлененные отложения нижнего–среднего (эйфельский ярус) отделов девона [64, 66, 404]. В соответствии с «Решениями...» [196], в северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, включая бассейн р. Ниж. Вилуйкан, выделялась нерасчлененная «пестроцветная толща» в объеме верхнего силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона (S_2 – D_2). Мощность толщи оценивалась величинами от 30–40 м [136] до 130 м [404]. В наиболее представительных разрезах предпринимались попытки расчленения на зубовскую, курейскую и сидинскую свиты [446] с учетом того, что фрагментарные определения фауны из средней части толщи указывают на соответствие вмещающих пород курейскому горизонту [272]. Однако вследствие весьма слабой обнаженности, бедности фаунистическими остатками, близости литологического состава пород и частых фациальных переходов, не позволяющих достоверно сопоставлять изолированные разрезы, а также значительной наложенной тектонической дислоцированности территории развития девонских пород (Вилуйканской зоны разломов), нарушающей нормальную стратиграфическую последовательность, не только сопоставление отдельных частей «пестроцветной толщи» с выделенными западные свитами нижнего и среднего девона, но и разделение их с томбинской свитой верхнего силура не может быть обоснованно проведено. Поэтому, исходя из стратиграфического положения «пестроцветной толщи» между томбинской свитой, которой приписан позднесилурийский (лудловско-пржидольский) возраст [194, 230, 374], и фаунистически охарактеризованными отложениями юктинского горизонта, а также из литологического состава и характера разреза, в Моркокинской подзоне выделяется нерасчлененный стратон, условно соответствующий стратиграфическому интервалу от зубовского до мантуровского горизонта (лохковский, пражский, эмский и эйфельский ярусы) и включающий зубовскую, курейскую и сидинскую свиты ($D_{1-2zb-sd}$). Выше в разрезе согласно залегает юктинская свита, так же как и в Мойеронской СФпЗ.

Положение и характер нижней границы данного нерасчлененного стратона остается неопределенным ввиду отсутствия четких возрастных реперов в разрезе пестроцветной толщи. Решение проблемы может состоять в расширении стратиграфического интервала томбинской свиты до подошвы курейского горизонта (аналогично интервалу кольдинской свиты), поскольку никаких существенных перерывов в разрезе толщи не отмечено. Такое изменение, однако, нуждается в дополнительном обосновании.

Курейская свита (D_{kr}) выделена В. В. Меннером на р. Курейка в 1958 г. [143, 144, 222], где и определен типовой разрез свиты и одноименного горизонта, который представлен сероцветными (преобладающими в нижней части свиты) и пестроцветными (преобладающими в верхней) аргиллитами, известняками, доломитами, мергелями с редкими прослоями гипсов и ангидритов, иногда известняков и доломитов. Характерно присутствие линз с обильными обломками бесчелюстных и рыб.

В Мойеронской СФпЗ курейская свита представлена в изолированных выходах в пределах узкой полосы, протягивающейся на 200 км в востоко-юго-восточном направлении от р. Сида до р. Майгундахон. Залегает согласно на кольдинской свите и с перерывом перекрывается сидинской свитой. Нижняя граница проводится по подошве пачки сероцветных аргиллитов с остатками девонской фауны. Сложена известковистым аргиллитами, мергелями, но главным образом известняками и доломитами с лепешковидными стяжениями гипсов. При этом относительно мощная (более 20 м) пачка аргиллитов, образующая нижнюю часть свиты в прилегающем с запада районе (правобережье р. Котуй), на рассматриваемой территории не описана. Типичный разрез курейской свиты вскрыт в верхнем течении р. Сида [296] (снизу вверх).

1. Известняки серые плитчатые массивные с прослоями (до 0,5 м) темно-серых аргиллитов, с лепешковидными стяжениями гипсов	8–10 м
2. Доломиты серые массивные	6–7 м
3. Доломиты глинистые пестроцветные с прослоями глинистых известняков и аргиллитов	8 м
4. Известняки серые плитчатые с тонкими прослойками темно-серых аргиллитов	4–5 м
5. Доломиты зеленовато-серые тонкоплитчатые	2–3 м
6. Известняки пестроцветные с гнездами сульфидов	6–7 м
7. Аргиллиты зеленовато-серые	2–3 м
8. Известняки пестроцветные	14–15 м
9. Аргиллиты пестроцветные	2 м

Здесь в разрезе курейской свиты выделяют две пачки, различающиеся по составу и окраске пород [447]; такое строение разреза в целом выдержано по площади.

Нижняя (известняково-доломитовая) пачка (мощностью около 35 м) преимущественно сероцветная, представлена тонким переслаиванием плитчатых глинистых доломитов, доломитистых аргиллитов и темноокрашенных известняков с остатками остракод; в средней части пачки – прослой (7 м) пестроцветных аргиллитов с включениями барита. В наиболее полном вышеприведенном разрезе на р. Сида доломиты составляют 55 %, известняки – 40 %, аргиллиты – не более 5 %.

Верхняя (глинисто-известняковая) пачка (20–25 м) характеризуется красной и зеленой окраской пород и сложена переслаивающимися (0,1–1,5 м) комковатыми глинистыми известняками, мергелями, аргиллитами с единичными пропластками доломитов. Они содержат многочисленные остатки остракод, гастропод и рыб. Известняки и аргиллиты часто пронизаны многочисленными ходами илоедов, заполненными глинистым веществом.

В верхах нижней пачки на р. Мугамгу в пропластках (до 3 мм) кальцит-пиритового состава в известняках присутствуют халькопирит, малахит и барит. Прослой (0,5 м) известняков, обогащенных халькозином, халькопиритом, малахитом, ковеллином, встречен и на р. Дюкар (правый приток р. Мойеро).

Мощность курейской свиты в целом существенно варьирует, возможно, вследствие неравномерного предмантуровского размыва, но в целом умень-

шается в восточном направлении. На р. Котуй за западной рамкой листа она составляет 80–90 м, в бассейне р. Дюкар – около 60 м, а севернее, в краевой части Курейской синеклизы (в верховьях рек Янгада и Лев. Мойерокан) она падает до 10–40 м; в бассейне р. Верх. Виллойкан курейская свита выклинивается.

Собранные в породах свиты на реках Сиды и Дюкар остатки позвоночных *Gerronaspis dentata* (Obr.), *Angaraspis marinae* Obr. (in coll.), *Porolepis* cf. *kureikensis* Vor., *Onchus* cf. *verus* Schmidt, остракоды *Leperditia* ex gr. *tyraica* Schmidt, *Herrmannina* sp., *Healdianella* sp. и др., по заключению В. В. Меннера и Э. Ю. Курик, свидетельствуют о принадлежности их к курейскому горизонту (верхняя часть лохковского яруса нижнего девона) [447].

Сидинская свита (D_{1-2sd}) выделена В. В. Меннером в 1961 г. [144]. Стратотип определен на р. Сиды в 15–17 км от ее устья (в 5 км западнее рамки листа Q-48). Он характеризуется резким преобладанием глинистых пород и представлен пестроцветными аргиллитами, местами известковистыми и доломитистыми, с редкими прослоями серо-зеленых мергелей, сероцветных известняков и глинистых доломитов с глиптоморфозами по галиту; присутствуют и маломощные линзы алевролитов и песчаников. Мощность в стратотипе – 74–80 м.

Залегание сидинской свиты на курейской считается несогласным, исходя из выпадения из разреза верхней части раннедевонской песчано-глинистой формации (разведочнинской свиты), выклинивающейся у западной рамки листа. Выходы базального горизонта (мощностью менее 10 м) разведочнинской свиты, сложенного серо- и красноцветными аргиллитами с прослоями алевролитов и желваками фосфоритов, описаны В. В. Меннером [144] на р. Сиды в 5 км западнее рамки листа Q-48.

Сидинская свита распространена шире, чем курейская, которую она перекрывает на большей части ареала последней, за исключением верховий р. Мугамгу, где выпадает из разреза вследствие послесреднедевонского размыва. Нижняя граница свиты определяется в подошве пачки пестроцветных аргиллитов, не содержащих фаунистических остатков. На востоке зоны, в верховьях р. Верх. Виллойкан, где курейская свита выклинивается, граница сидинской свиты с нижележащей близкой по составу и облику пород кольдинской свитой проводится достаточно условно по исчезновению в разрезе гипсоносных пачек.

На рассматриваемой территории разрез сидинской свиты весьма выдержанный по площади. Помимо резко доминирующих пестроокрашенных (от преобладающих красно-бурых и фиолетовых до зеленовато-серых и серых) доломитистых, иногда известковистых аргиллитов, он включает прослой доломитов (до 1 м мощностью), часто глинистых (приуроченных преимущественно к средней части свиты), а в верхней части также известняков и мергелей. На востоке ареала в низах свиты появляются редкие маломощные (до 10 см) пропластки гипсов.

Мощность сидинской свиты, как и курейской, в целом падает с северо-запада на юго-восток от 80–90 м на р. Сиды до порядка 40 м в бассейне р. Верх. Виллойкан. С другой стороны, экстраполируя данные по разрезам параметрических скважин к западу от рамки листа Q-48 и принимая резуль-

таты геофизического моделирования разреза [320], мощность сидинской свиты, возможно, резко возрастает в осевой части Норильско-Туринского прогиба и в юго-западной части листа может даже превышать 1000 м.

Органические остатки не обнаружены. По положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями курейского и юктинского горизонтов сидинская свита соотносится с мантуровским региональным горизонтом, возраст которого на основании находок в Норильском районе фрагментов позвоночных, крупных артродир, двоякодышащих рыб и лучеперых, а также верхнеэмских СПК определен как эмский – первая половина эйфельского века [190, 222]. Однако литологический состав сидинской свиты резко отличается от стратотипа мантуровской свиты резким доминированием глинистых отложений при отсутствии галогенных и сульфатных пород.

Зубовская, курейская и сидинская свиты нерасчлененные ($D_{1-2zb-sd}$). Данный стратон включает пестроцветные гипсоносные глинисто-карбонатные отложения, развитые в Моркокинской СФпЗ и закартированные в бассейнах верхнего течения рек Ниж. Виллойкан и Лев. Ниж. Виллойкан, а также на ограниченных участках в верховьях рек Верх. Томба и Нинима. При первых геологических съемках к доживетским девонским отложениям относилась толща пестроцветных (преимущественно красноцветных) мергелей (преимущественно доломитовых, реже известковых) с прослоями и линзами гипсов до 1,5 м мощностью, но в верхней части с преобладанием сероцветных глинистых доломитов, суммарной мощностью 60–70 м, залегающая на породах венлокского яруса [64, 66], т. е. включающая и отложения верхнего силура.

При последующих съемках была сделана попытка расчленить толщу с выделением нижней гипсоносной пачки (35 м мощностью), состоящей из переслаивающихся зеленовато-серых глинистых доломитов, доломитистых известняков, гипсов (до 4 м) с редкими прослоями пестроцветных домеритов; средней гипсоносной пачки (60 м), характеризующейся преобладанием мергелей, и верхней пачки (16 м), представленной тонким переслаиванием красноцветных и зеленоцветных домеритов, глинистых доломитов, аргиллитов, известняков, насыщенных алевритистым и даже песчаным материалом вплоть до образования линзовидных скоплений; плитчатые серые аргиллиты залегают в кровле толщи и перекрываются известняками юктинской свиты [404]. При этом не исключено, что относительно высокая мощность толщи (130 м) обусловлена сложением разрезов, фациально сменяющих друг друга, а нижняя (а частично и средняя) пачка должна относиться к томбинской свите. В разрезах поисково-разведочных скважин на междуречье Лев. Ниж. Виллойкан – Ниж. Томба мощность девонских отложений не превышает 65 м [380].

Близость литологического состава пород, почти лишенных органических остатков, и наличие частых фациальных переходов (в частности, переходы по простиранию от мергелей к известнякам наблюдались даже в единых обнажениях на р. Ниж. Виллойкан [404]), не позволяют при существующем уровне изученности не только произвести расчленение толщи на свиты, но и достоверно разделить ее с томбинской свитой. Более того, в наиболее южном выходе девонских пород представлен совершенно иной по литологическому

составу разрез пестроцветной толщи, вскрытый картировочной скважиной и в обнажениях на р. Ниж. Хэннэкэ [119, 446] (снизу вверх).

1. Алевролиты и аргиллиты красно-бурые известковистые, с единичными прослоями зеленовато-серых мергелей и редкими тонкими (до 0,2 м) линзами гипса	20,9 м
2. Мергели зеленовато-серые, реже красноцветные, с прослоем (2,2 м) пелитоморфных серых известняков с тонкими прослойками гипса	9,0 м
3. Алевролиты пестроцветные, местами известковистые. В основании – прослойки серых аргиллитов, в прикровлевой части – мергелей.....	19,0 м
4. Аргиллиты голубовато-серые известковистые, с прослоями алевролитов	8,8 м
5. Аргиллиты пестроцветные	4,0 м
6. Переслаивание красноцветных известковистых алевролитов и аргиллитов, с многочисленными прослоями (1–20 мм) гипса	2,5 м
7. Алевролиты зеленовато-серые	6,0 м
8. Тонкое переслаивание зеленовато-серых глинистых доломитов, домеритов, алевролитов и аргиллитов с частыми пирит-марказитовыми стяжениями	4,0 м

Суммарная мощность разреза – 74,2 м. Он согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными известняками юктинской свиты.

Палеонтологическая характеристика толщи очень скудная и включает лишь редкие фаунистические находки разных лет на руч. Красный (левый приток р. Ниж. Вилюйкан.). Здесь А. П. Быстровым была определена нижнедевонская ихтиофауна *Porolepis polaris* Bystr., *Helanostracis* sp., *Amphiaspidiformes* – *Sanidaspis sibirica* Bystr. и *Gunaspis orientalis* Bystr. [66]. Позднее выявлены также остатки рыб *Gerronaspis dentata* (Obr.), *Angaraspis urvantsevi* Obr., A. sp., *Porolepis* sp., *Eglonaspidae*, указывающие на курейский возраст вмещающих отложений [272].

Литологический состав пород разреза на р. Ниж. Хэннэкэ дает основание условно сопоставлять их с сидинской свитой и, возможно, верхами курейской свиты. Высокая гипсоносность нижней части толщи, вскрытой в верховьях рек Ниж. Вилюйкан и Верх. Томба, позволяет условно параллелизовать ее с зубовской свитой Норильского и Кулюмбинско-Курейского районов [222]. В силу этого пестроцветные отложения, залегающие в подошве юктинской свиты, отнесены к нерасчлененным отложениям нижне-среднего девона, включающим зубовскую, курейскую и сидинскую свиты. Этот стратон хроностратиграфически параллелизуется с верхами кольдинской свиты и курейской и сидинской свитами Верхнекотуйско-Мойероканского района.

Положение и характер нижней границы данного стратона остается неопределенным. В Верхнекотуйско-Мойероканском районе верхнесилурийско-нижнедевонский разрез вплоть до верхов курейского горизонта считается непрерывным. Исходя из дискретного распространения пестроцветных гипсоносных отложений на правобережье р. Лев. Ниж. Вилюйкан, где фаунистически охарактеризованные среднедевонские отложения часто находятся в контакте с яральинской (а местами и с непперендинской) свитой, логично предполагать наличие стратиграфического перерыва, охватывающего неопределенный интервал нижнего девона.

Юктинская свита (D_2jk) (по руч. Юкта в бассейне р. Кондромо) выделена Н. Э. Шульц в 1956 г. [143]. Стратотип определен в районе р. Кунтыкахи [137, 222] к северо-западу от территории листа Q-48. Здесь свита имеет незначительную мощность (21–25 м) и трехчленное строение, включая маломощную базальную пачку глинистых плитчатых известняков и доломитов, резко преобладающую среднюю пачку известняков, прослоями органогенных с богатым фаунистическим комплексом, и верхнюю пачку кавернозных доломитов с желваками кремней; все породы сероцветные.

В отличие от нижележащих стратонов, юктинская свита в западной части ареала девонских отложений распространена фрагментарно (на правом берегу р. Сида, верховьях рек Мугамгу (Холюхан), Лев. Мойерокан, Экончангда), что обусловлено неравномерностью послесреднедевонского размыва. Восточнее р. Верх. Виллойкан она развита существенно шире, хотя нередко также размыта; на правом берегу р. Ниж. Виллойкан окончательно выпадает из разреза, если не считать изолированный выход девонских пород на р. Ниж. Хэннэкэ.

Соответственно, на территории листа Q-48 наблюдается, как правило, нижняя часть разреза свиты; верхняя существенно доломитовая пачка стратотипического разреза нигде не отмечена. Юктинская свита повсеместно согласна залегает на сидинской, вне ареала последней она неизвестна. В единичных случаях в основании юктинской свиты на р. Ниж. Хэннэкэ наблюдались осадочные брекчии, указывающие на локальный размыв [446].

Нижняя граница свиты очень четкая, совпадающая со сменой пестроцветных сидинских аргиллитов толщей серых известняков с фауной живетского облика. Эта граница вскрыта на западе территории, в истоках притока р. Хуниляттах (правый приток р. Сида) [447], и на востоке, на р. Ниж. Виллойкан [404]. В обоих местонахождениях на сидинских доломитах согласно залегают серые известняки, нередко темно-серые слабобитуминозные, с частыми конкрециями (до 0,1 м) черных кремней; изредка известняки доломитизированы. Кроме того, на р. Хуниляттах присутствуют органогенно-обломочные известняки с фрагментами рифовых известняков с остатками кораллов, брахиопод, гастропод, ругоз, а также глинистых известняков. По площади распространения, где она закартирована преимущественно по глыбовым развалам, юктинская свита имеет аналогичный, весьма однородный состав. Наиболее представительные разрезы описаны в районе оз. Майгунгда (37,4 м мощностью) [237] и на левобережье р. Нинима (57,5 м) [404]. Большею частью они представлены известняками, несколько различающимися по окраске (серые, желтовато- или буровато-серые), характеру напластования (комковатые, тонкоплитчатые), размеру зерен, содержанию глинистой и алевролитистой составляющей. В первом из названных местонахождений присутствует единственный пласт известковистых аргиллитов мощностью 0,9 м, приуроченный к середине разреза, однако его присутствие является исключительным явлением для юктинского разреза рассматриваемой территории. Для восточной части ареала характерно развитие в средних и верхних частях разреза двух мощных горизонтов (от 4–8 до 20 м мощностью) с преобладанием органогенно-обломочных известняков с обильной фауной брахиопод, гастропод, пелицепод, цефалопод, криноидей и трилобитов, а также обилие включений кремней в верхах свиты. Местами отмеча-

ются линзы мергелей и окремненных известняков мощностью до 8 м в нижней части свиты [64, 66].

Мощность юктинской свиты на западе территории не превышает 25–30 м. В отличие от нижележащих девонских стратонов, эта мощность увеличивается в юго-восточном направлении и достигает 60 м в бассейне р. Дюкар (гора Высокая). В этом районе свита получает сплошное распространение и протягивается через верховья р. Верх. Томба на юго-восток в бассейне р. Ниж. Виллюйкан, достигая максимальной мощности 75 м [404]. Однако в северо-восточной части ареала (в разрезах поисково-разведочных скважин на междуречье Лев. Ниж. Виллюйкан – Ниж. Томба) мощность юктинской свиты не превышает 22 м [380].

Большая часть богатого комплекса фаунистических остатков (цефалоподы *Michelinoceras* sp., гастроподы *Tropidiscus* sp. nov., *Paleosygonepleurs* sp., *Stegocoella* sp и т. д.) отвечает широкому стратиграфическому интервалу [446, 447]. На р. Дюкар описаны живетские трилобиты *Dechenella verneuili* (Barr.) [237]. Однако из органогенно-обломочных известняков в восточной части ареала идентифицированы брахиоподы *Emanuella subumbona* (Hall.), *Striatoproductella tungussensis* Nal., *Productella* sp. indet., *P. djaltulensis* Nal., *P. spinulicosta* (Yall.), *Atrypa zonata* Schnur., *Undispirifer* aff. *undiferus* (Roem.), *Reticulariopsis* sp. indet., *Schizophoria* cf. *striatula* Schlot. *Athyris* cf. *concentrica* Buch. *Crurithyris inflata* Schnur. [64, 66, 404], определяющие отнесение пород к юктинскому горизонту (верхи эйфельского – низы живетского яруса среднего девона), аналогично многочисленным остаткам фауны, описанным в разрезе юктинской свиты непосредственно западнее рамки листа Q-48 на р. Сиды [137].

Юктинская свита завершает девонский разрез и несогласно перекрывается каменноугольными отложениями. В верховьях р. Ниручангда разрез венчается плоскогалечными известняковыми конгломератами. Локально (на р. Ниж. Виллюйкан) в верхах юктинской свиты описана кора выветривания, представленная пористыми ожелезненными известняками бурой окраски мощностью до 1,5 м [404].

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхнепалеозойские осадочные породы широко распространены на территории листа Q-48, выходя на поверхность широкой полосой, простирающейся от левобережного водораздела р. Сиды через район верхнего течения р. Мойеро в бассейн р. Виллюй; особенно широко они развиты в бассейне р. Мойеро (выше р. Дюкар), в бассейнах рек Верх. Виллюйкан, Сред. Виллюйкан и Ниж. Виллюйкан. Кроме того, они вскрываются в тектонических и эрозионных «окнах» среди нижнетриасовых вулканогенно-обломочных формаций. Верхнепалеозойские отложения охватывают стратиграфический интервал от среднего карбона до татарской перми и представлены континентальными терригенными осадками. Залегают несогласно и с глубоким размывом на среднедевонских, местами (в восточной части листа) на силурийских морских отложениях.

По всему ареалу развития каменноугольные отложения характеризуются однообразием литологического состава и вследствие этого рассматриваются

по всему ареалу в объеме единой алевролитопесчаниковой угленосной континентальной формации. Этот ареал относится к Маймеча-Виллюйской СФЗ, отвечающей восточной прибортовой зоне Тунгусской синеклизы. Соответственно, суммарная мощность каменноугольных и пермских пород в целом увеличивается в юго-юго-западном направлении.

Вследствие близости литологического состава отложений при сильной фациальной изменчивости по простиранию, слабой их обнаженности на территории листа Q-48, отсутствия непрерывных представительных разрезов при недостаточной изученности палеофлористических комплексов и некоторой неопределенности в оценке их биостратиграфического значения расчленение верхнепалеозойских отложений проводилось неоднозначно. Кроме того, строение верхнепалеозойских разрезов повсеместно осложнено пологосекущими и согласными триасовыми интрузиями долеритов, толщина которых колеблется от первых метров до первых сот метров. Интрузии составляют до 40 % площади ареала верхнепалеозойской толщи, так что последняя часто расчленена ими на ряд обособленных пачек сравнительно небольшой мощности. Поскольку верхнепалеозойские отложения, помимо весьма слабой обнаженности, характеризуются отсутствием четких дешифровочных признаков, они картировались в основном по высыпкам и развалам, местами по редким горным выработкам [404, 446, 447].

При среднемасштабных геологосъемочных работах [64, 66, 119, 237, 404, 446, 447] в составе верхнепалеозойской терригенной толщи выделялись различные свиты среднего–верхнего карбона (катская, чинокская), нижней перми (клин-тайгинская, бургуклинская, еробинская) и верхней перми (кербовская, пеляткинская, дегалинская, гагарьеостровская); при этом обоснование возраста нижнепермских отложений базировалось на весьма фрагментарных палеофлористических находках. При последующих картосоставительских работах [56] на основе переинтерпретации флористических и палинологических данных [207], а также информации о резко обедненном минеральном составе тяжелой фракции каменноугольных отложений по сравнению с пермскими на прилегающих с востока площадях, все нижнепермские отложения были отнесены к верхней части средне-верхнекаменноугольного разреза, и, таким образом, предполагался длительный перерыв в осадконакоплении, охватывающий большую часть приуральской эпохи (около 30 млн лет). Однако для рассматриваемой территории редукция нижнепермских пород не представляется обоснованной, поскольку подразумевает завышенные значения мощности каменноугольных пород, особенно в верховьях р. Виллюй (до 250–350 м), что не соответствует реально наблюдаемым мощностям в опорных разрезах, в т. ч. в глубоких скважинах на прилегающих к территории листа Q-48 площадях (Кирамкинской, Кислоканской, Усть-Илимпейской). Кроме того, наличие, хотя и фрагментарное, характерных для бургуклинского горизонта флористических остатков указывает на осадконакопление в раннепермскую эпоху. Исходя из этих соображений, в настоящей работе сохранено выделение нижнепермских (приуральских) отложений, хотя стратиграфическое положение ряда стратонев, безусловно, нуждается в дополнении палеонтологическом обосновании.

Локализация рассматриваемой территории между более детально изученными площадями, для которых описаны опорные разрезы верхнепалеозой-

ских отложений и выделены стратотипы свит, имеет следствием применение различными исследователями разных стратиграфических схем, разработанных для территорий за пределами рассматриваемого листа: либо для Маймеча-Котуйской, либо для Тунгусско-Катангской, либо для Восточно-Тунгусской СФЗ. Принятое в настоящей работе структурно-фациальное районирование отвечает актуализированной схеме корреляции этих отложений на территории Восточно-Сибирской платформы [371]. Верхнепалеозойские отложения в западной части ареала отнесены к Маймеча-Мойеронской СФпЗ, в восточной – к Верхневиллюйской СФпЗ Маймеча-Виллюйской СФЗ, разграничительная линия между которыми условно проведена в районе верхнего течения р. Мойеро (на ее субширотном отрезке). Различные стратиграфические схемы, принимаемые для названных структурно-фациальных единиц, определяют отнесение близких по литологическому составу и палеофлористической характеристике толщ к различным свитам, прослеживаемым с сопредельных листов. Вместе с тем отмечается определенная изменчивость состава верхнепалеозойских отложений с северо-запада на юго-восток вдоль борта Тунгусской синеклизы. В частности, в этом направлении уменьшается участие вулканокластической составляющей, а также в целом падает роль более грубозернистых пород.

В западной части ареала, представляющей собой продолжение выходов на дочетвертичную поверхность отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (Маймеча-Мойеронская СФпЗ), каменноугольные отложения рассматриваются в объеме ханарской свиты, выделенной в Маймеча-Котуйской СФЗ к северо-западу от рассматриваемой территории. Они сменяются в южном направлении последовательно котуйской, потокойской и гагарьеостровской свитами, относящимися соответственно к нижней (приуральской), средней–верхней (биармийской) и нижней части татарской) и верхней (верхней части татарской) перми (рис. 4).

Расчленение и выделение полей развития верхнепалеозойских отложений в преобладающей восточной части ареала (Верхневиллюйская подзона) менее однозначно, особенно в отношении низов пермской системы, в т. ч. в связи с противоречивой интерпретацией палеонтологических данных и следующей из этого неопределенностью стратиграфических интервалов отдельных подразделений. В принятой схеме каменноугольные отложения отнесены к лапчанской и ботубинской свитам, стратотипы которых описаны в Ботубинском районе (юго-восточнее рамки листа Q-48). Для этих стратонов, по сравнению с ханарской свитой, характерна более существенная роль алевритовых и пелитовых осадков относительно псаммитовых; фациальная граница условно проведена в бассейне р. Верх. Виллюйкан. Отложения приуральской перми рассматриваются в составе ахтарандинской свиты, вышелегающие пермские породы – боруллойской и дегалинской свит (рис. 4). Последняя отличается в литологическом аспекте от боруллойской свиты большей угленасыщенностью и локальным появлением вулканомиктовых осадков. Однако на большей части ареала, лишённого естественных обнажений, расчленение этих стратонов не представляется возможным, и они показаны как нерасчлененное стратиграфическое подразделение. Возможно, обогащенные вулканокластическим материалом участки развития верхней части дегалинской сви-

ты в восточной части листа Q-48 отвечают гагарьеостровской свите (одноименному горизонту), однако палеонтологическое обоснование для подобной переинтерпретации разреза в настоящее время отсутствует.

МАЙМЕЧА-МОЙЕРОНСКАЯ ПОДЗОНА

Ханарская свита (C_2-3hn) выделена А. Б. Гуревичем в 1979 г. и названа по р. Ханар (левый приток р. Баты-Юрях в бассейне р. Хета, лист R-47). Стратотип, описанный по керну скважин на Ханарском поисковом участке, сложен алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников и аргиллитов и тонкими пропластками углей. Мощность на стратотипической площади – 85–105 м [69].

На рассматриваемой территории ханарская свита развита в широкой полосе северо-западного простирания, протягивающейся от водораздела рек Сида и Мойеро к Мойеро-Вилуйскому водоразделу. Обнажена весьма слабо и закартирована преимущественно по щебнисто-глыбовым элювиальным развалам и единичным неглубоким скважинам. Прослеживается в виде разрозненных линейных выходов в средних и нижних частях склонов долин рек и ручьев, где обычно окаймляет неширокой полосой подножия трапповых уступов, выше которых, как правило, имеют распространение уже пермские осадки. Залегает с разрывом на глинисто-карбонатных породах различных формаций девона, местами – верхнего силура; согласно, но местами с локальным разрывом, перекрывается терригенными отложениями приуральской перми. Строение верхнепалеозойских разрезов повсеместно осложнено пологосекущими и согласными триасовыми интрузиями долеритов, толщина которых колеблется от первых метров до первых сот метров; интрузии составляют до 50 % площади ареала ханарской свиты.

Нижняя граница очень четкая и проводится в основании пачки (5–10 м мощностью) массивных песчаников. Состав свиты в целом довольно постоянен и близок стратотипическому. Он представлен светло-серыми, коричнево-серыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, иногда углистыми, редкими маломощными линзами конгломератов и единичными – известняков. Как песчаники, так и алевролиты характеризуются плохой сортировкой.

Наиболее полный разрез описан на р. Далкит (левый приток р. Мойеро) [447] (снизу вверх).

1. Песчаники массивные разнозернистые кварц-полевошпатовые	10–15 м
2. Алевролиты существенно кварцевые тонкогоризонтальнослоистые, с прослоями (до 2 м) углистых аргиллитов, местами с пропластками полимиктовых мелкозернистых песчаников	18,8 м
3. Песчаники мелкозернистые полимиктовые, существенно кварцевые, обычно косослоистые, в верхах с редкими прослоями алевролитов.....	9,0 м
4. Тонкое переслаивание аргиллитов, кварцевых алевролитов и мелко-среднезернистых кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников с двумя линзовидными прослоями (0,5–1,0 м) глинистых известняков	12,8 м
5. Песчаники мелко-среднезернистые, чередующиеся с алевролитами, в верхней части с прослоями аргиллитов, нередко углистых.....	50 м

Мощность ханарской свиты в данном разрезе – до 105,6 м. Эта величина определяет, по-видимому, максимальную мощность каменноугольных отложений в Маймеча-Мойеронской подзоне, учитывая уменьшение этого параметра в бассейне р. Верх. Вилуйкан и существенную редукцию верхнепалеозойского разреза в Кислоканской опорной скважине южнее рамки листа Q-48.

К юго-востоку в бассейне р. Верх. Вилуйкан мощность ханарской свиты сокращается до 70 м, и в ней появляются прослои (до 15 м) крупнозернистых песчаников, даже конгломератов (до 0,5 м) с гальками алевролитов и аргиллитов. В то же время количество и мощность прослоев алевролитов и аргиллитов уменьшается.

Комплекс растительных остатков из отложений свиты на реках Далкит и Верх. Вилуйкан, *Angarophloios planus* (Neub.), *Neuropteris izylensis* (Tschirk.) Neub., *N. tomiensis* (Zal.) Radcz., *Angaropteridium* cf. *cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Rhodea javorskyi* Radcz., *Angarodendron obrutchevii* Zal., *Angaridium finale* Neub., по заключению С. В. Мейена, характерен для мазуровского и алыкаевского горизонтов среднего и верхнего карбона Кузбасса [237, 447]. Этому интервалу соответствуют и спорово-пыльцевые комплексы: *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart. et Harr., *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. и др. Соответственно, возраст ханарской свиты соотносится с катским региональным стратиграфическим горизонтом Сибирской платформы (московский, касимовский, гжельский ярусы среднего и верхнего отделов каменноугольной системы).

Котуйская свита (P₄kt) выделена А. И. Ивановым в 1956 г. [50]. Стратотип выделен в Маймеча-Котуйской СФЗ, в нижнем течении р. Котуй, где свита достигает мощности 170 м и сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с маломощными (0,2–0,3 м, но в единичных случаях до 3 м) пластами каменных углей.

На площади листа Q-48 котуйская свита развита на ограниченной территории в бассейне верхнего течения р. Мойеро, слагая обычно склоны относительно пологих водоразделов, бронированных силлами долеритов. Обнаженность свиты слабая, она закартирована по разрозненным небольшим коренным выходам, высыпкам и редким развалам. Залегает согласно на ханарской свите и перекрывается с локальным размывом потокойской свитой. Представлена преимущественно мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми, реже существенно кварцевыми и полимиктовыми песчаниками массивными и слоистыми, окрашенными в желтый и ржаво-желтый цвета. В нижней и верхней частях появляются прослои (до 1–3 м мощностью) и линзы тонкослоистых алевролитов, а в основании – гравелитов, конгломератов и крупнозернистых песчаников (до 1–3 м).

Мощность котуйской свиты достигает 70 м.

В восточной части ареала, на левом склоне долины р. Мойеро, в алевролитах верхней части свиты (примерно в 40 м от подошвы) отмечены отпечатки растений *Pecopteris* ex gr. *tunguskana* (Schm.) Zal., *Zamiopteris* ex gr. *glossopteroides* Schm., *Ruffloria poryvaica* Gluch., *R. aff. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Cordaites* ex gr. *singularis* (Neub.) S. Meyen, указывающие, скорее, на бургуклинский возраст вмещающих отложений [447]. По комплексу органических остатков котуйская свита на сопредельных территориях (главным

образом в Маймеча-Котуйской зоне [55]) отнесена к бургуклинскому горизонту приуральского отдела перми.

Потокойская свита (P_{2-3pt}) выделена А. И. Ивановым в 1956 г. [50] и названа по р. Потокой – левому притоку р. Котуй, в нижнем течении которой находится стратотип свиты (лист R-48), в котором она залегает согласно на котуйской свите и достигает мощности 170 м [51, 69]. Свита представлена чередованием полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых пород и углей, содержит редкие линзы мелкогалечных конгломератов и невыдержанные прослои туфов и туффитов основного и щелочно-ультраосновного составов.

На рассматриваемой территории потокойская свита развита ограниченно в бассейне верхнего течения р. Мойеро (между реками Укрусная и Дегдынгэ). При этом она представлена лишь развалами плитчатых глыб. Залегает с локальным размывом на котуйской свите и согласно (с постепенным переходом) перекрывается гагарьеостровской свитой. От котуйской свиты она отличается присутствием в кластической составляющей вулканогенного материала и более высокой угленосностью. Единственный непрерывный разрез мощностью 28,6 м вскрыт картировочной скважиной в районе р. Гонгдакан (правый приток р. Мойеро) [447]. В нижней части разреза (24,5 м мощностью) развиты серые мелкозернистые полимиктовые неясно-, реже кослоистые песчаники с единичными обломками основного вулканического стекла и витробазальтов, с редкими маломощными (0,1–0,6 м) линзами и прослоями среднезернистых песчаников либо алевропесчаников. Последние содержат обильный углефицированный детрит. Верхи вскрытого разреза (4,1 м) сложены серыми полимиктовыми или существенно кварцевыми тонкослоистыми алевролитами, в верхней части – с тонкими прослоями известковистых песчаников и алевропесчаников.

Мощность потокойской свиты на рассматриваемой территории весьма непостоянна и варьирует от 30 до 100 м [447].

Выявленный в алевролитах описанного разреза спорово-пыльцевой комплекс – споры *Raistrickta obtusogetosa* (Lub.) Siv., *R. heteromorpha* (Andr.) Dibn. et Lub., *Lophotriletes lycitis* (Andr.) Naum., *Cyclogranisporites globulosis* (Andr.) Dibn. et Lub., *Verrucosisporites lycitis* (Andr.) Drjag., *Spinosisporites acutiussculus* (Andr.) Lub., *S. polypyrensis* (Lub.) Lub. et Dibn. и др., пыльца кордаитовых, гингковых и единичных хвойных *Cordaitina rotata* (Lub.) Medv., *C. rugulifera* (Lub.) Samoil., *Entylissa caperala* (Lub.) Siv., *Alisporites* sp. и др. – характеризует, по заключению В. В. Гершанович, верхнепермские отложения и сопоставим с СПК из потокойской свиты бассейна р. Чангада [5, 447], где эта свита по комплексу органических остатков отнесена к пеляткинскому и дегалинскому горизонтам биармийского и татарского отделов перми.

Гагарьеостровская свита (P_{3gg}) выделена Г. Н. Садовниковым в 1961 г. на р. Ниж. Тунгуска напротив о. Гагарий в качестве верхней подсвиты дегалинской свиты [416], но затем переведена в ранг свиты [226]. На стратотипической площади в Нижнетунгусской СФЗ сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми известняками, изредка мелкообломочными туфами, сапропелевыми сланцами, пластами углей.

На рассматриваемой территории вскрывается в долине верхнего течения р. Мойеро. Залегает согласно на потокойской свите и перекрывается вулканогенными породами нижнего триаса. Нижняя граница проводится по появлению прослоев вулканогенно-осадочных пород, углей и углистых аргиллитов. Так же как и на расположенной юго-западнее стратотипической площади, гагарьеостровская свита здесь представлена переслаивающимися серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углистых аргиллитов и углей; характерно появление туффитов, известковистых туфопесчаников, туфоалевролитов и ксенотуффов в верхах разреза.

В целом свита характеризуется слабой обнаженностью. Наиболее полный ее разрез вскрыт скважиной в долине р. Хойро (правый приток р. Мойеро), где выделяются три пачки [237].

- | | |
|---|------|
| 1. Чередующиеся алевролиты и аргиллиты серые и темно-серые тонкослоистые с прослоями серых полимиктовых косослоистых песчаников и пятью пластами каменных углей мощностью от 0,5 до 3,8 м | 50 м |
| 2. Песчаники полимиктовые известковистые серые и темно-серые мелко- и среднезернистые, с примесью вулканогенного материала. Подчиненные прослои алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, включающих два пласта каменных углей (0,6 и 2,0 м)..... | 31 м |
| 3. Переслаивающиеся углистые аргиллиты, темно-серые алевролиты, мелкозернистые серые полимиктовые песчаники, туфоалевролиты, туфопесчаники с тремя пластами каменного угля (0,1–0,3 м)..... | 28 м |

В разрезе гагарьеостровской свиты, вскрытой другой скважиной на р. Гонгдакан, западнее описанного разреза, присутствуют также единичные прослои (до 0,9 м мощностью) пепловых ксенотуффов, содержащих до 85–90 % вулканогенного материала [447]. Таким образом, характерными признаками гагарьеостровской свиты, отличающими ее от дегалинских отложений, является более высокая угленасыщенность и постоянное присутствие вулканогенного материала в терригенных осадках вплоть до появления прослоев туфогенно-осадочных пород, в которых угловатые и угловато-окатанные обломки вулканического стекла и базальтоидов составляют до 50 об. %; гидрoхимический цемент имеет кальцит-хлорит-смектитовый состав. Однако прослои этих пород составляют суммарно не более 30 % даже верхней пачки свиты.

В вышеприведенном разрезе мощность гагарьеостровской свиты составляет 109 м, но в целом по ареалу развития она существенно варьирует от 35 до 120 м [447].

Стратиграфическое положение охарактеризованных выше отложений обосновано флористическими находками в керне одной из скважин на р. Гонгдакан [447]. Видовой состав спорово-пыльцевых комплексов, в которых преобладают грубоскульптурированные споры и пыльца голосеменных растений, не отличается от такового для дегалинской свиты. Однако в алевролитах и туффитах содержатся отпечатки растений: *Cordaites clericii* Zal., *C. khalfinii* (Jorel.), *C. oblongifolius* (Radc.) S. Meyen, *C. cf. insignis* (Radc.) S. Meyen, *C. minimis* (Neub.) S. Meyen, *Lepeophyllum* sp., *Annularia jerunakovensis* Neub., *Pecopteris leninskiensis* (Chachl.), *Todites* sp. и др., характерные,

по заключению С. В. Мейена, для грамотеинского и тайлуганского горизонтов верхней перми Кузбасса, являющихся аналогами гагарьеостровского горизонта Тунгусского бассейна, отвечающего вятскому ярусу татарского отдела пермской системы.

ВЕРХНЕВИЛЮЙСКАЯ ПОДЗОНА

Каменноугольные отложения занимают обширные площади в Верхневилюйской СФПЗ, слагая преимущественно нижние части склонов водоразделов и образуя отдельные скальные обнажения в бортах долин крупных рек – Вилюй, Ниж. и Лев. Ниж. Вилюйкан, Сред. Вилюйкан, а на крайнем востоке листа – по р. Вавукан и р. Улахан-Вава. В соответствии с серийной легендой, эти отложения отнесены к лапчанской и ботуобинской свитам, выделенным в Мало-Ботуобинском районе (к юго-востоку от листа Q-48) со стратотипами по разрезам скважин на руч. Улахан-Курунг-Юрях и р. Сылага (левобережье р. Вилюй). Вследствие отсутствия непрерывных представительных разрезов, сходного литологического состава и неопределенности достоверной стратиграфической привязки палеофлористических комплексов обоснованное расчленение этих стратонев на территории листа Q-48 невозможно, и они показаны как нерасчлененная стратиграфическая единица (C_2-P_{1lp-bt}). Необходимо также учесть, что как по литологическому составу, так и по стратиграфическим интервалам названных подразделений до настоящего времени нет единого мнения.

Лапчанская свита выделена как самостоятельный стратон в 1975 г. на р. Вилюй под названием сылагинских слоев, позднее названа хытынгынахской [24] или лапчанской (по оз. Лапчан в бассейне р. Оччугуй-Ботуобия) [196] свитой. В стратотипе сложена глинами, алевролитами, углистыми сланцами, разномерными песками и песчаниками, гравелитами с линзами грубообломочных брекчий; встречаются линзы углей. Суммарная мощность – до 30 м. Различными авторами относилась к верхам нижнего карбона [24], среднему–верхнему карбону [196], башкирскому ярусу [273, 302]. Комплекс флоры, включающий *Protosalanus distans* (Chachl.) Rad., *Angarodendron obrutschevii* Zal., *Rhodea javorskyi* Rad., *Rufioria subangusta* (Zal.) S. Meyen и др., соответствует мазуровскому горизонту и сопоставляется с янготойским горизонтом башкирского яруса и нижней частью катского горизонта [371]. Однако СПК соответствуют верхнему карбону [175].

Ботуобинская свита, названная по р. Оччугуй-Ботуобия, представлена в стратотипическом районе переслаиванием песчаников, алевропесчаников с прослоями и линзами конгломератов, приуроченными к нижней части свиты; в верхней части появляются алевролиты, аргиллиты с маломощными пластами углей; суммарная мощность – до 108 м. Отложения содержат комплексы морских и континентальных органических остатков, включая фораминиферы, пеллециподы и листовую флору [196, 375]. По палеонтологическим данным возраст свиты трактовался как поздний карбон [196, 374, 375]. Позднее, в связи с находками морской фауны [109, 302] интервал свиты расширен до нижней перми. СПК из пород ботуобинской свиты стратотипического района также характерны для нижней перми [175].

Лапчанская и ботубинская свиты нерасчлененные (C₂-P₁p-bt). На рассматриваемой территории данный стратон отличается существенной ролью более мелкозернистых терригенных осадков (аргиллитов и алевролитов) и редкостью линз каменных углей. Залегает с резким несогласием на различных горизонтах силурийско-девонского разреза. В подошве карбона на р. Ниж. Вилуёкан развита маломощная (до 2–5 м) кора выветривания, состоящая в нижней части из щебня карбонатных пород с глинистым цементом, выше – щебнистыми, песчанистыми, алевритистыми коричневыми, бурыми, желтыми каолинит-гидрослюдистыми, каолинитовыми или монтмориллонитовыми глинами [207]. В редких случаях в основании разреза залегают дезинтегрированные конгломераты (не более 0,2 м мощностью) [404]. В целом разрезы карбона здесь характеризуются сильной фациальной изменчивостью, однако большей частью отмечается преобладание псаммитовых разностей в их нижней и верхней частях и пелитовых и алевроитовых – в средней части [119], что дает основание с определенной степенью условности выделять три пачки.

Нижняя пачка (мощностью порядка 20–25 м) отличается преобладанием псаммитовых пород. На правом берегу р. Ниж. Вилуёкан в основании разреза залегают серые аргиллиты и глины (мощностью до 4–8 м), местами пиритизированные. Они перекрываются разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и песками (до 5 м), с неравномерно распределенными гальками и даже валунами, с пирит-марказитовыми, песчанистыми и известняковыми конкрециями. Среди обломочного материала преобладает галька кремнистых пород, кварцитов и кварца, реже встречается галька песчаников и, как исключение, гипса. В верхах появляются прослой серых алевролитов и тонкослоистых углистых аргиллитов с многочисленными флористическими отпечатками и редкими микролинзами углей до 25 см мощностью [66]. В бассейне р. Лев. Ниж. Вилуёкан светло-серые песчаники слагают всю нижнюю пачку (мощностью 20 м), в верхах которой они становятся более мелкозернистыми, прослоями до алевропесчаников.

Средняя пачка (до 60 м) наиболее полно представлена на р. Вилуёй между реками Ниж. Вилуёкан и Сред. Вилуёкан. Она сложена переслаивающимися темно-серыми углистыми и зеленовато-серыми тонкоплитчатыми аргиллитами и серыми, желтовато-серыми, местами пиритизированными алевролитами. Прослой известковистых песчаников весьма редкие и маломощные (до 0,3 м). Верхняя часть разреза (около 20 м), вскрытая картировочной скважиной на р. Лев. Ниж. Вилуёкан [446], отличается появлением нескольких прослоев тонкозернистых кварцевых песчаников, достигающих мощности 8 м, а также прослоя (1,5 м мощностью) пелитоморфных сидеритов.

Однако нередко псаммитовые отложения слагают существенную часть и нижней, и средней частей каменноугольного разреза, например, на р. Сред. Вилуёкан [404] (снизу вверх).

1. Песчаники кварц-полевошпатовые неяснослоистые, с глинистыми прослоями до 10 см	10 м
2. Аргиллиты темно-серые тонкослоистые.....	2 м
3. Песчаники глинистые с прослоями алевролитов и аргиллитов	2 м

4. Алевролиты серые, переслаивающиеся с аргиллитами	6 м
5. Песчаники глинистые полевошпатово-кварцевые, иногда косослоистые	13 м
6. Алевролиты голубовато- и зеленовато-серые с прослоями песчаников и аргиллитов	9 м

Верхняя пачка сложена кварц-полевошпатовыми алевролитами и песчаниками, обычно известковистыми светло-серыми, с резко подчиненными линзами каменных углей, сидеритов, мергелей; отмечаются горизонты с известковыми, мергельными и сидеритовыми стяжениями. Она особенно широко развита в бассейнах рек Верх. Виллойкан, Ниж. Виллойкан и Лев. Ниж. Виллойкан, в меньшей степени – на реках Вавукан и Сред. Виллойкан. Наиболее представительный разрез пачки наблюдается на р. Виллой (в том же обнажении, что и для средней пачки). В низах верхней пачки (25 м мощностью) – переслаивание известковистых песчаников и алевролитов, с тонкими прослоями углистых сланцев, углистых алевролитов, сидеритов. Выше преобладают песчаники (в основании с линзами осадочных брекчий); алевролиты составляют около 25 % разреза. В средней части пачки появляется прослой (4 м) аргиллита с линзами белых мергелей. Последний представляет собой маркирующий горизонт, позволяющий проследить разрез в обособленных долинах. Мощность верхней пачки в бассейне р. Ниж. Виллойкан достигает 110 м, однако она отличается существенной изменчивостью, вплоть до полного выклинивания на водоразделе рек Лев. Ниж. Виллойкан и Могды.

Суммарная мощность рассматриваемого стратона оценивается в 150–180 м.

В алевролитах и аргиллитах средней пачки обнаружены многочисленные флористические остатки [119, 446]. Отпечатки растений *Angarodendron obrutchevii* Zal., *Cordaites cf. singularis* (Neub.) S. Meyen в алевролитах из низов разреза на р. Ниж. Виллойкан, по заключениям С. В. Мейена и М. В. Дуранте, характерны для нижнекатского подгоризонта. В более высоких частях разреза на р. Виллой идентифицированы *Paragondwanidium sibiricum* (Pet.) S. Meyen, *P. petiolatum* (Neub.), S. Meyen, *Neuropteris* ex gr. *paimbaensis* Rassk., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Ruflorea theodori* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R.* ex gr. *subangusta* (Zal.) S. Meyen, *R.* ex gr. *birjulinskiensis* Gluch., *R.* ex gr. *khalfinii* Gluch., *Cordaites indeterminatus* Gluch., *Angarocarpus ungenensis* (Zal.) Radcz., *Samaropsis drupaeformis* (Schm.) Such., *Cordaicarpus aff. krivljakiensis* Such., *C. tschemulakiensis* Such. Данный комплекс, по М. В. Дуранте, характерен для катского горизонта Тунгусского бассейна и нижнебалахонской подсерии Кузбасса. Присутствие *Ruflorea* ex gr. *khalfinii* Gluch., по данным Л. В. Глуховой, указывает на верхние части этих подразделений (не ниже алыкаевского горизонта), а *Ruflorea* ex gr. *theodorii* – на соответствие промежуточному горизонту Кузбасса [47].

В нижней части разреза присутствуют СПК со спорами лепидофитов *Hymenozonotriletes ornatus* Lub. (до 22 %), селягинелловых *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart. et Harr. (до 7 %) и *R. mirabilis* (Lub.) Dibn. et Lub. (до 20 %) и пыльцой кордаитовых *Cordaitina marginatus* (Lub.) Samoil. (до 14 %), *Cordaita rotata* (Lub.) Samoil. и древних хвойных *Florinites* sp. (1,5 %). В породах средней пачки содержатся сходные между собой спектры, относящиеся к единому СПК, которому свойственно небольшое разнообразие видов, зна-

чительное количество (16–20%) типичных для катского горизонта спор *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. и *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart. et Hart., присутствие в небольших количествах таких катских видов, как *Leitrotriletes pyramidalis* (Lub.) Medv., *T. resistens* (Lub.) Lub., *Lycospora brevispiculata* Lub., *L. subtriquetra* Lub., *Hymenozonotriletes radiatus* (Lub.) Isch., *Vestigisporites pliciformis* Pet., значительное количество (до 22%) пыльцы древних хвойных рода *Florinites*: *F. katakaensis* Medv., *F. macropterus* Lub., довольно разнообразная и многочисленная (25–47%) группа пыльцы растений рода *Cordaitina*. В небольших количествах появляются споры *Iugisporis parvispinus* (Lub.) Oshurk, *Acanthotriletes rectispinus* (Lub.) Isch., *Granulatisporites microgranifer* Ibr., характерные для нижнепермских отложений [446].

На р. Ниж. Вилюйкан в средней пачке найдены двустворки *Mrsiella magniforma* (Rag.), *Mrsiella rhomboidea* Khalf., *Kinerkaella* aff. *pseudobalakhonskiensis* Bet., *K.* cf. *elongata* Khalf. (определения И. М. Маловецкой), характерные для мазуровского горизонта Кузбасса (средний карбон). Однако О. А. Бетехтина отнесла ядра и отпечатки раковин двустворчатых моллюсков (плохой сохранности) из этого же местонахождения к *Abakaniella*(?) cf. *tatarica* (Tchern.), *A.*(?) cf. *elongata* (Tchern.), *Kinerkaella*(?) cf. *pseudoedmondia* Bet., *K.* cf. *elongata* Khalf. и *Mrsiella*(?) cf. *ampla* (Khalf.), указав, что этот комплекс относится к алыкаевскому горизонту (поздний карбон), хотя и отражает специфичные фациальные условия [404]. Большинство перечисленных видов типичны для стратотипа ботуобинской свиты [375].

Богатые СПК и флористические комплексы выявлены в верхней пачке [446, 447]. В ее нижней части А. И. Аверченко и А. Н. Толстых описали *Ko-retrophillites* sp., *Paraschisoneura* sp. nov, *Paracalamites evenksis* Verb., *Sphenopteris kumpanii* Neub., *Baracaria*(?) sp., *Neuropteris pulchra* Neub., *Cordineura falsata* Zal., *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Zal., *Gondwanotheca sibirica* Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmel.) Zal., *Noeggerathiopsis derzavini* Neub., Zal., *N. theodorii* Tchirk. et Zal., *N. latifolis* Neub. *N. subangusta* Zal., *N. batschatensis* Radcz., *Ginkgophyllum vsevolodii* Zal., *Samarospadix penicillata* Neub., *Angarocarpus ungensis* (Zal.), *Semaropsis lutuginii* Neub., *Phyllopitus* cf. *heeri* (Schm.) Zal. В более верхних частях разреза собраны также флористические остатки бургуклинского типа *Ruflorea khalfinii* (Gorel.) Gluch., *R.* ex gr. *birulenskiensis* Gluch., *Cordaites* sp., а также *Cordaites* cf. *nalesskyi* Durante, *C.* ex gr. *singularis* (Neub.) S. Meyen, *Cordiacarpus* sp., *Bardocarpus discretus* Neub. [446].

Спорово-пыльцевые комплексы из нижней части разреза на р. Лев. Ниж. Вилюйкан включают, по определению В. Г. Гершанович, большое количество спор *Nigrisporites nigritellus* (Lub.) Lub. et Dibn., *Acanthotriletes spinosus* Lub., *Capilatisporites tenuispinosus* (Waltz.) Siv., *Granulatisporites microgranifer* Ibr., значительное количество пыльцы кордаитовых *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil., *C. rugulifera* Samoil., *C. uralensis* (Lub.) Samoil., а также подчиненные пуднекарбоновые споры *Dictyotriletes* sp., *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub., *Turrisporites pyramidalis* Lub., пыльцу хвойных *Lebachia* sp., *Florinites katakaensis* Medv. и гинкговых *Azonalites*. Таким образом, присутствуют как катские формы, так и в подчиненном количестве кордаитовые бургуклинского горизонта. С учетом особенностей литологического состава этой пачки

(повышенная карбонатность, уменьшение роли углеродистого материала, доминирование псаммитовых осадков) существовала тенденция отнесения ее к особой свите нижней перми – клинтайгинской [446] или вилюйканской [447], сопоставимой с промежуточным горизонтом Кузнецкого бассейна. Однако резкая изменчивость мощности этих слоев, существенная противоречивость палеофлористических и палинологических данных не позволяют выделять описанные отложения из единого каменноугольно-нижнепермского разреза.

Таким образом, совокупность флористических и спорово-пыльцевых комплексов указывает на стратиграфический интервал рассматриваемой стратиграфической единицы от верхов янготойского (башкирский ярус среднего карбона) до низов бургуклинского горизонта (сакмарский ярус приуральской перми), который может быть сопоставлен с объемом лапчанской и ботуобинской свит.

Ахтарандинская свита (*P_{ah}*) названа по р. Ахтаранда (лист Р-49), где она выделена А. И. Аверченко и А. Н. Толстых в 1968 г. [3]. Стратотипический разрез мощностью до 70 м сложен песчаниками, песками с прослоями алевролитов, аргиллитов, конгломератов и редкими пластами углей [225]. На рассматриваемой территории к ахтарандинской свите отнесены отложения, сложенные преимущественно более крупнозернистыми по сравнению с нижележащими отложениями осадками, отличающимися также большим разнообразием состава кластической оставляющей. При среднемасштабном картировании эти отложения рассматривались в объеме еробинской [237] или (полностью или частично) бургуклинской [112, 446, 447] свит, но чаще как нерасчлененные отложения нижней перми [404].

Ахтарандинская свита распространена главным образом на склонах водоразделов рек Верх., Сред. и Ниж. Вилюйкан, а также в бассейне р. Вилюй – как в его верховьях, так и ниже устья р. Ниж. Вилюйкан. Разграничение с близкой по литологическому составу и стратиграфическому интервалу котуйской свитой проведено условно в районе правых притоков верхнего течения р. Верх. Вилюйкан. Нижняя граница с ботуобинской свитой непосредственно не наблюдалась; по В. Г. Черенкову [446], она отвечает локальной диастеме. В любом случае, ввиду литологического сходства названных подразделений эта граница достаточно условна и проводится в общем случае по смене тонкослоистых песчано-глинистых пород преимущественно песчаниками с линзами конгломератов. В Вилюйско-Котуйской дизъюнктивной зоне ахтарандинская свита нередко контактирует непосредственно с девонскими отложениями.

Ахтарандинская свита сложена преимущественно кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками с глинисто-хлоритовым цементом, иногда известковистыми, гравелитами, конгломератами зеленовато-серой и пепельно-серой окраски. Прослой темно-серых алевролитов и (в единичных случаях) углистых аргиллитов, а также линзы углей присутствуют в резко подчиненном количестве. Галька в глауберитовых породах (от 2 до 10 см размером) представлена кварцем, кварцитами, кремнистыми сланцами, кремнями, а также алевролитами ботуобинской свиты.

На востоке территории, в частности, в опорном разрезе верхнепалеозойских отложений на р. Вилюй в основании свиты лежат граувакковые грубослоистые

песчаники, включающие гальку, в т. ч. и экзотических пород (эффузивов, углеродисто-кремнистых сланцев). Выше залегают полимиктовые среднезернистые песчаники с прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников и даже алевролитов и аргиллитов (до 1,6 м). Встречаются маломощные прослои, содержащие плоские гальки черных аргиллитов и углистый детрит. В более западных частях ареала (на р. Верх. Виллойкан) отложения ахтарандинской свиты представлены светло-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, с частыми прослоями гравелитов и конгломератов с хорошо окатаннными кластами. В верхах разреза роль алевролитов с линзами углистых аргиллитов заметно возрастает, они образуют частые прослои (0,2–3 м мощностью) в полимиктовых песках и песчаниках. На р. Майгунгдахон (лист Q-48-XV, XVI) здесь залегают линзовидный (2×0,4 м) пласт графитизированного каменного угля [447]. В полимиктовых песчаниках верхней части свиты возрастает количество обломков, представленных микрокварцитами, эффузивными породами, гнейсами, метаморфическими сланцами; более разнообразным становится и состав тяжелой фракции (ильменит, альмандин, циркон, титанит, эпидот, апатит) [119].

Мощность ахтарандинской свиты оценивается в 60–120 м [446], характеризуясь некоторым увеличением в восточном направлении.

Отнесение описанных отложений к низам пермской системы весьма условно, поскольку основано на фрагментарных палеофлористических данных, и опирается главным образом на позицию в общем стратиграфическом разрезе. В породах ахтарандинской свиты на р. Сред. Виллойкан выявлен флористический комплекс, весьма близкий к таковому из нижележащих отложений: *Paracalamites* sp., *Rufioria* ex gr. *khalfinii* Fluch., *R.* aff. *superba* Gluch., *R.* ex gr. *theodorii* S. Meyen, *R.* ex gr. *derzavini* (Neub.), *Cordaites* cf. *sulcatus* (Neub.) S. Meyen, *Gaussia* sp., *Semaropsis* sp., *Cordaicarpus* sp. (определения М. В. Дуранте) [446]. Наряду с катскими формами он включает ряд видов, типичных для верхнебалахонской подсерии Кузбасса: *Rufioria* ex gr. *papillosa* Gluch., *R.* ex gr. *poryvaeia* Gluch., *R.* ex gr. *meyenii* Gluch., *R.* aff. *plana* Gluch., *R.* ex gr. *tuberculosa* Gluch., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. singularis* (Neub.) S. Meyen. Преобладание этих видов в верхах разреза дает определенные основания считать возраст отложений раннепермским, соотнося их с бургуклинским горизонтом. По фаунистическим находкам из разрезов сопредельной с востока площади (р. Улахан-Вава) [256], стратиграфический интервал ахтарандинской свиты – приуральский отдел пермской системы в объеме артинского, кунгурского и уфимского ярусов [225, 371, 374].

Боруллойская свита (P_2br) названа по оз. Боруллой-Кюэль в бассейне р. Виллой. Стратотип ее выделен в том же разрезе, что и для ахтарандинской свиты [3], на которой она с размывом залегают. Мощность боруллойской свиты в стратотипе достигает 150 м, она сложена так же, как и подстилающие отложения: песками, песчаниками, глинами, аргиллитами, алевролитами, конгломератами, а также редкими пластами угля.

На рассматриваемой территории боруллойская свита включает главным образом отложения, ранее относимые к пеляткинской и кербовской свитам, которые являются ее стратиграфическими аналогами в западной и юго-западной частях Тунгусского бассейна. Она развита в субширотной полосе

долины р. Виллой, а также местами на водораздельных пространствах ее левых притоков. Кроме того, многочисленные выходы (эрозионные «окна») свиты известны в поле нижнетриасовых вулканогенно-обломочных пород; некоторые из таких «окон» достигают размера 100 км².

Залегают с локальным размывом на ахтарандинской или ботуобинской свитах, а в северной периферии ареала (верховья р. Могды) – локально даже на девонских отложениях. В основании свиты обычно залегают конгломераты и гравелиты (мощностью до 8 м, но обычно около 1 м), иногда ожелезненные, состоящие из хорошо окатанных галек (диаметром 1–6 см) преимущественно кварца и кварцитов с незначительной примесью литокластов подстилающих терригенных пород. Цементом служат разнозернистые кварц-полевошпатовые песчаники, которые и преобладают в вышележащем разрезе. В последнем выделяются две пачки. Нижняя пачка (15–20 м мощностью) сложена песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, реже алевролитов и каменных углей, которые сменяются песчаниками серыми массивными крупнозернистыми, местами с мелкими рассеянными хорошо окатанными кварцевыми гальками. Верхняя, намного более мощная пачка (65–100 м) представляет собой монотонную толщу серых, зеленовато- и буровато-серых средне-мелкозернистых кварц-полевошпатовых и полимиктовых песчаников, иногда известковистых, с резко подчиненными прослоями и линзами алевролитов, конгломератов и гравелитов.

Вероятно, описанные две пачки представляют неполный разрез боруллойской свиты, поскольку в одном из эрозионных «окон» среди вулканогенной толщи (на оз. Морэкан в верховьях р. Пирда) картировочной скважиной вскрыт несколько отличный разрез 45 м мощностью [119], где полностью исчезают конгломераты и гравелиты, но в нижней части преобладают алевролиты, а в верхней – среди песчаников появляются четыре линзы каменных углей мощностью до 1,8 м; в целом алевролиты составляют не менее 30 % разреза, угли – до 7 %.

В юго-восточной части территории листа (районы р. Ейка и левобережье р. Улахан-Вава) в верхней части разреза свиты алевролиты, частью углистые, преобладают; в более западных выходах на реках Сенгачанда и Битимэктэ появляются также аргиллиты и глины с тонкими прослоями углистых сланцев и углей.

Полная мощность боруллойской свиты оценивается величинами от 80 до 145 м [119, 279]. В то же время в наиболее северной части ареала (верховья р. Могды) максимальная мощность свиты по данным поисково-разведочного бурения не превышает 53 м [380].

Стратиграфическая привязка описанных отложений основана главным образом на палинологических данных. Из глин верхней части свиты на реках Сенгачанда и Битимэктэ выделен спорово-пыльцевой комплекс с разнообразным видовым и родовым составом спор и пыльцы. Наиболее важными формами являются *Leiotriletes nigrifellus* (Lub.) Naum., *Acanthotriletes spinosus* Naum., *A. rectispinus* (Ibr.) Naum., *A. globulosus* (Andr.) Naum., *A. heterodontus* (Andr.) Naum., *Lophotriletes polypyrenus* (Ibr.) Naum.; пыльца группы *Azonales*, *Circella* sp., *Ginkgocycadophytus* sp. Этот комплекс, по определению В. В. Гершанович, характерен для пеляткинской свиты Тунгусского бассейна

[279]. Кроме того, в прослое алевролитов из низов свиты на левобережье р. Виллой (близ восточной рамки листа Q-48) обнаружены отпечатки растений *Ruffloria* cf. *brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites* cf. *grasilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Crassinervia* sp.; аналогичные формы обнаружены и в разрезе района озер Морэкан. Первая форма характерна, по С. В. Мейену и М. В. Дуранте, для пеляткинского горизонта [119]. Таким образом, рассматриваемые отложения отвечают боруллойской свите, которая в стратотипе относится к пеляткинскому горизонту (казанский ярус биармийского отдела перми).

Дегалинская свита (P_{2-3dg}) выделена Г. П. Радченко и Н. А. Шведовым в 1940 г. в устье р. Дегали (приток р. Ниж. Тунгуска) [192]. Позднее ее верхняя часть была выделена в самостоятельную гагарьеостровскую свиту [226]. На стратотипической площади в Нижнетунгусской СФЗ к дегалинской свите относят согласно залегающую на пеляткинской свите толщу ритмичного переслаивания разномерных песчаников, алевролитов, аргиллитов, угольных пластов с постоянным присутствием примеси вулканогенного материала, включая (в верхах свиты) линзы и прерывистые прослои пепловых туфов [416].

На рассматриваемой территории терригенная угленосная толща, относящая к дегалинскому горизонту, выходит на поверхность лишь в разобщенных по площади – от р. Верх. Турукан на западе до р. Майыкта-Сене на востоке – эрозионных, реже тектонических «окнах» среди вулканогенной толщи [19, 112, 119, 237, 279]. Наиболее полные разрезы находятся в юго-восточной части листа, на правобережье р. Виллой и в бассейне р. Улахан-Вава. Отложения свиты залегают согласно, на боруллойской свите и представлены алевролитами, песчаниками, аргиллитами с пластами и линзами каменных углей; в верхах разреза местами встречаются прослои туфопесчаников [119, 446]. Вследствие разобщенности выходов свиты строение разреза устанавливается лишь приблизительно.

Наиболее представительный непрерывный разрез мощностью 43 м, отвечающий, по-видимому, средней части свиты, вскрыт картировочной скважиной на междуречье Улахан-Вава – Хайм. Он сложен главным образом светло-серыми и желтовато-серыми кварц-полевошпатовыми средне-мелкозернистыми, массивными, грубослоистыми или тонкослоистыми песчаниками (60 %), темно-серыми, часто углистыми алевролитами (35 %) и пластами матовых каменных углей до 2 м мощностью (5 %); отдельные прослои песчаников и алевролитов достигают 8 м толщины.

Нижезалегающая часть свиты, обнажающаяся на р. Улахан-Вава, имеет близкое строение, но не содержит угольных пластов. Напротив, верхняя часть свиты на этом участке (видимой мощностью 14 м) отличается существенно иным литологическим составом. Она представлена тонким (отдельные прослои имеют мощность не более 1 м, в единичных случаях – до 2,4 м) переслаиванием темно-серых алевролитов и каменных углей: как матовых, так и преимущественно блестящих и полублестящих. Последние составляют 50 % разреза, тогда как редкие прослои светлых песчаников – лишь 10 %. Мощность угольных пластов – до 2,2 м.

Однако такое строение разреза верхов дегалинской свиты по площади не выдержано. На более северных участках (в верховьях р. Лев. Вавукан и на

р. Байыкта) заметно возрастает роль песчаников и соответственно уменьшается угленасыщенность. Кроме того, локально появляются прослой туфопесчаников, количество которых вверх по разрезу возрастает. Туфопесчаники содержат до 10 % обломков хлоритизированного вулканического стекла. В наиболее южных выходах свиты на р. Танга и на левобережье р. Пирда в разрезе появляются голубовато-серые аргиллиты.

Суммарная мощность дегалинской свиты оценивается в 80–120 м.

Стратиграфическое положение описанной толщи устанавливается достаточно определенно по палеофлористическим комплексам, собранным из углистых алевролитов. В нижней части свиты на р. Вава найден типичный, по заключению С. В. Мейена, раннедегалинский комплекс кордаитовых, включающий *Tychopteris* sp., *Ruffloria* sp. (мелколистная форма), *Cordaites* ex gr. *grasilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. clerici* (Zal.) S. Meyen, *C. adleri* (Radoz.) S. Meyen, *Lepeophyllum* sp., *Crassinervia* sp., *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such. На р. Нэлгэчи и в низовьях р. Вавукан флористический комплекс отличается отсутствием *Ruffloria*: *Phyllothea* cf. *turnaensis* Gorel., *Cordaites insignina* (Radoz.) S. Meyen, *C. adleri* (Radoz.) S. Meyen, *C. clerici* Zal., *C. angustifolius* (Neub.) S. Meyen, что позволяет отнести вмещающие отложения к верхнедегалинскому подгоризонту [446]. Таким образом, описанные отложения отвечают полному объему дегалинского горизонта, соответствующего уржумскому (биармийский отдел) и северодвинскому (татарский отдел) ярусам пермской системы.

Боруллойдская и дегалинская свиты нерасчлененные (P₂₋₃-br-dg). Нерасчлененные отложения биармийской–татарской перми показаны в верховьях р. Вилюй, где они залегают с размывом на ахтарандинской свите и перекрываются либо гагарьеостровской свитой (в западной части ареала), либо вулканогенно-обломочными породами нижнего триаса, а также на водораздельных участках левых притоков этой реки. Здесь они выступают разрозненными пятнами, сохранившимися благодаря бронированию возвышенностей интрузиями долеритов, и залегают несогласно на различных комплексах палеозойских пород – от силура до нижней перми. Данное стратиграфическое подразделение выделено вследствие недостаточной биостратиграфической изученности весьма сходных по литологическому составу и слабо обнаженных отложений боруллойдской и дегалинской свит. Литологический состав стратона отвечает приведенному выше для названных свит. Соответственно, он представлен монотонной толщей сероцветных полимиктовых разнородных песчаников, в верхней части – с подчиненными прослоями (до 4 м мощности) алевролитов, реже углистых аргиллитов, в низах разреза – с линзами конгломератов и гравелитов. В восточной части ареала (например, на водоразделе рек Сред. Вилюйкан и Ангавкачи) прослой алевролитов могут достигать мощности 10 м, аргиллитов – 3 м [404]. Пропластки угля повсеместно единичны и крайне маломощны. Появление вулканомиктовых отложений в верхах толщи имеет локальный характер.

Мощность толщи достигает 100–120 м [19, 119, 237]. В указанном объеме она является хроностратиграфическим и литофациальным аналогом поточкой свиты, линия разграничения с которой условно проведена в районе устья р. Хойро (правый приток р. Мойеро на ее субширотном отрезке). Соот-

ветственно, стратиграфический интервал толщи охватывает полностью биармийский отдел и нижнюю (большую) часть татарского отдела пермской системы.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нижнетриасовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования слагают около 50 % территории листа Q-48, занимая в его южной части крайнюю часть Среднесибирского плато. Они образуют единую четко стратифицированную толщу, традиционно именуемую туфолаковой толщей. В тектоническом отношении она выполняет развивающуюся с позднего палеозоя надпорядковую тектоническую структуру, именуемую Тунгусской синеклизой. В отличие от большей северной части последней, где туфолаковая толща представляет собой чередование лавовых покровов и маломощных горизонтов туфов, туффитов и осадочных пород, причем эффузивные фации составляют более 90 % [87, 193], в юго-восточной части синеклизы, часть которой охватывает лист Q-48, наблюдается четкая стратификация разреза на осадочно-вулканокластическую (нижнюю) и эффузивную (верхнюю) части. Другими особенностями вулканогенной толщи рассматриваемой территории является примитивность ее состава, выраженная в проявлении фаций исключительно толеит-базальтовой (базальт-долеритовой) формации [133], относительно незначительная мощность (порядка 1 км) и отсутствие резкой границы с подстилающими терригенными отложениями.

Вследствие своих генетических особенностей породы туфолаковой толщи весьма слабо насыщены крупномерными остатками флоры и фауны, поэтому палеонтологические критерии при ее расчленении играют вспомогательную роль. Соответственно, основными критериями выступают вещественный состав, структурные особенности пород, морфологические особенности строения свит и пачек, их соотношения с выше- и нижележащими подразделениями, непосредственное прослеживание геологических тел, их границ и маркирующих горизонтов по простиранию [193].

Вопросы расчленения и корреляции вулканогенных образований юго-восточной части Тунгусской синеклизы детально разрабатывались многими исследователями (А. А. Боручинкина, Н. В. Дренов, В. М. Лебедев, Н. Н. Нагайцева, Г. Н. Садовников, А. П. Степанов, Ю. И. Дараган-Суцов и др.). Первая стратиграфическая схема для южной и центральной частей Тунгусской синеклизы на основании датировок палеофлоры и спорово-пыльцевых комплексов разработана Н. В. Дреновым, А. А. Боручинкиной и другими, которые выделили (снизу вверх): тутончанскую, корвунчанскую, нидымскую, кочечумскую и ямбуканскую (на листе Q-47) свиты раннетриасового возраста [18, 20, 79, 336]. В соответствии с решениями Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по Средней Сибири [199], эти стратоны отнесены к нижнему триасу в пределах Нижнетунгусского района Центральной структурно-фациальной зоны Тунгусской структурно-формационной области; при этом корвунчанская свита переведена в ранг серии, включающей нижнекорвунчанскую (учамскую) и верхнекорвунчанскую (бугариктинскую) свиты. По комплексу литофациальных, минералогиче-

ческих и палеонтологических данных стратиграфические подразделения вулканической толщи соотнесены с уровнями тутончанского (тутончанская свита), двурогинского (корвунчанская серия) и пугоранского (нидымская и кочечумская свиты) региональных биостратиграфических горизонтов, отражающих смену характерных комплексов флоры и фауны. При этом тутончанский горизонт коррелируется с индскими, а двурогинский и пугоранский – с оленёкскими отложениями мезозойских прогибов [77, 149].

В то же время наиболее северо-западная часть вулканогенного ареала (правобережье верхнего течения р. Мойеро) отнесена к Виви-Тембенчинскому району той же зоны (с тем же набором стратонев на уровне свит, но с несколько иным их внутренним расчленением), но вся юго-восточная часть с преимущественным развитием пирокластических и осадочно-вулканокластических фаций – к Ейкинскому району Южной СФЗ. Граница последней с Центральной зоной трассируется приблизительно линией от бассейна р. Пирда к истокам р. Улахан-Вава. Для Ейкинского района предложена весьма противоречивая в аспекте набора и последовательности стратонев стратиграфическая схема, включающая южночунскую (хроностратиграфический аналог тутончанской), чичиканскую (учамской), пирдинскую (аналог верхней части бугариктинской – иргэктинских слоев стратотипа) свиты, игэдокитскую и анаунскую толщи (соответственно эксплозивно-обломочная и эффузивная фации хроностратиграфического аналога нидымской свиты) и, наконец, ограниченно развитую кочечумскую свиту. Низам бугариктинской свиты (эксинским и холокитским слоям стратотипа) сопоставлена неопределенная туфовая толща, позднее объединенная с пирдинской свитой в лимптэконскую свиту [56]. Выделение перечисленных стратиграфических подразделений Ейкинской зоны для восточной части листа Q-48 не представляется конструктивным, поскольку развитые на этой площади вулканогенно-обломочные фации принципиально не отличаются от детально описанных и исследованных в Центральной зоне. При среднемасштабной геологической съемке в юго-восточной части листа Q-48 картировались те же подразделения, что и в Нижнетунгусском районе. Соответственно, расчленение вулканогенной толщи на всей территории листа Q-48 принято в рамках стратиграфической схемы этого района.

Необходимо отметить, что стратиграфия и возраст вулканогенной толщи остаются дискуссионной проблемой вследствие отсутствия надежных и представительных радиологических датировок, фрагментарности палеонтологически охарактеризованных уровней разреза и невыдержанности стратиграфических единиц по латерали; под вопросом остается обоснованная привязка вулканогенных стратонев к ОСШ. Имеются достаточные основания полагать, что нижняя граница вулканогенной толщи с подстилающими терригенными отложениями, так же как и граница палеофита и мезофита, является асинхронной. В связи со смешением пермских и раннетриасовых флор в стратонах нижней части вулканогенного разреза, обнаружения среднетриасовых СПК и других органических остатков в ее верхней части, отнесение всей вулканогенной толщи к нижнему триасу, базирующееся на обосновании раннетриасового возраста корвунчанской флоры [111, 151] и, соответственно, содержащих ее вулканокластических пород, ставится под сомнение.

С одной стороны, выдвигаются предположения, основанные в т. ч. на новых палеонтологических данных, о соответствии верхней части разреза (применительно к рассматриваемой территории – кочечумской свиты) среднему триасу [231, 364]. К настоящему времени эти данные, однако, не получили отражения в утвержденных стратиграфических схемах. С другой стороны, на основании многочисленных находок в туфогенно-осадочных породах пермских фаунистических и флористических остатков продолжают развиваться представления о позднепермском возрасте нижней половины вулканогенного разреза в объеме корвунчанского горизонта, заменяющего тутончанский и двурогинский горизонты официальной шкалы [207–209]. Такой подход отчасти поддерживается современными палеомагнитными данными, согласно которым граница перми и триаса проходит в нижней части ортозоны прямой полярности [148]. Еще один подход, основанный на изотопно-геохронометрических и магнитостратиграфических данных, предполагает формирование всей трапповой толщи Среднесибирской области в течение 0,1–1,0 млн лет на рубеже перми и триаса [148, 280, 281 и др.].

Исходя из ограниченной представительности и неоднозначности интерпретации существующих геохронологических и палеомагнитных данных, в настоящей работе используется традиционная стратиграфическая схема [199], заключающаяся в выделении циклостратиграфических подразделений, отражающих эволюцию вулканизма в различных структурно-формационных зонах. Нижняя граница вулканогенной толщи отвечает границе перми и триаса, которая проводится в основании тутончанского горизонта, содержащего мезофитную флору, контрастирующую с палеофитной флорой гагарьеостровского горизонта верхней перми [150].

В соответствии с принятой стратиграфической схемой, в составе нижнетриасовой вулканогенной толщи выделены тутончанская, учамская и бугариктинская свиты, составляющие нижнюю (осадочно-вулканокластическую) часть (подтолщ) разреза, и нирымская и кочечумская свиты, образующие верхнюю (лавовую, локально туфолавовую) его часть (рис. 5). Районирование нижнетриасовых образований проведено на основании закономерностей пространственного распространения всех магматических комплексов, поскольку вулканогенные породы тесно связаны с интрузиями того же возраста. Соответственно, в объеме Анабаро-Тунгусской структурно-формационной области выделяются: (1) Центральнo-Тунгусская СФЗ, соответствующая в тектоническом районировании Центральнo-Тунгусской (Туринской) мегавпадине и ее бортам и характеризующаяся преобладанием в разрезе верхней эффузивной подтолщи, достигающей здесь мощности в 500–650 м и более; (2) Тунгусско-Вилуйская СФЗ – область развития тефроидной толщи мощностью не более 500 м при ограниченном («островном») развитии субвулканических покровов; (3) Маймеча-Вилуйская СФЗ, отвечающая склону Тунгусской синеклизы с интенсивным развитием пластовых и секущих базитовых интрузий при локальном развитии эксплозивно-обломочных и эффузивных фаций в изолированных вулкано-тектонических депрессиях; (4) Вилуйско-Котуйская СФЗ, соответствующая одноименной дизъюнктивной зоне, разграничивающей Анабаро-Оленёкскую и Тунгусскую надпорядковые структуры и отличающаяся преобладанием дифференцированных интрузий оленёк-велинггинского и кузь-

мовского комплексов среди интенсивно проявленных магматических образований; (5) Анабарская СФЗ, где триасовые образования представлены лишь относительно редкими секущими базитовыми интрузиями.

Немаловажную роль при корреляции разрезов играют так называемые маркирующие горизонты [140], наиболее значимым из которых выступает агитканский горизонт в подошве кочечумской свиты (рис. 5), сложенный 1–3 покровами гломеропорфировых базальтов с характерной столбчатой отдельностью, подстилаемыми и разделяемыми пакетами, состоящими из быстро выклинивающихся лававых потоков и осадочно-вулканокластических пачек. Менее значимую роль играют развитые более локально маркирующие покровы в пределах кочечумской свиты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Тутончанская свита (*T₁tt*). К тутончанской свите относят толщу переслаивания вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, образующих туффито-песчаную формацию [34], залегающую в основании вулканогенного разреза в бассейне р. Ниж. Тунгуска. Стратотип свиты впервые описан Н. В. Дреновым, А. Е. Емельяновой и А. П. Степановым в ур. Кольцо на р. Тутончана в Нижнетунгусском районе [18]. Здесь свита сложена туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, пепловыми, мелко- и реже крупнообломочными туфами, а также редкими прослоями вулканомиктовых песчаников; характеризуется многочисленными фаунистическими и флористическими находками [149].

Тутончанская свита выходит на поверхность в узкой полосе от р. Укурская (правый приток р. Мойеро в ее верхнем течении) до бассейна р. Понко (левый приток р. Корвунчана), а также в сводовых частях конседиментационных поднятий (Вавинский, Усть-Вавуканский своды и др.) в Тунгусско-Вилюйской СФЗ (верховья рек Улахан-Вава, Пирда, Юнэкэн, Хайм, Дягдакта, Сенгачанда и др.). Площадь распространения тутончанской свиты существенно меньше, чем вышезалегающей пирокластической толщи (нижнекорвунчанской свиты), так что вполне вероятно, что она не имеет сплошного ареала развития.

Соотношения тутончанской свиты с подстилающими отложениями неодинаковы по площади ее развития. В западной части ареала нередко наблюдается постепенный переход от обогащенных вулканическим материалом песчаников гагарьеостровской свиты к туфогенно-осадочным породам нижней части тутончанской свиты. Граница между этими стратонами проводится уверенно только в случае залегания на гагарьеостровских отложениях пепловых туфов или туфобрекчий, как на правом берегу р. Мойеро [237]. При этом во всех случаях элементы залегания пород тутончанской и гагарьеостровской свит не различаются. В то же время локально (например, в бассейне р. Гонгдакан) различные пачки тутончанской свиты (слоистые вулканогенно-осадочные породы, туфы или даже базальтовые лавы) залегают на размытой поверхности угленосных отложений [447]. Аналогичная ситуация наблюдается и на востоке территории листа: характерно как залегание с размывом на дегалинской и даже боруллойской свитах [119, 279], так и постепенный переход от дегалинских

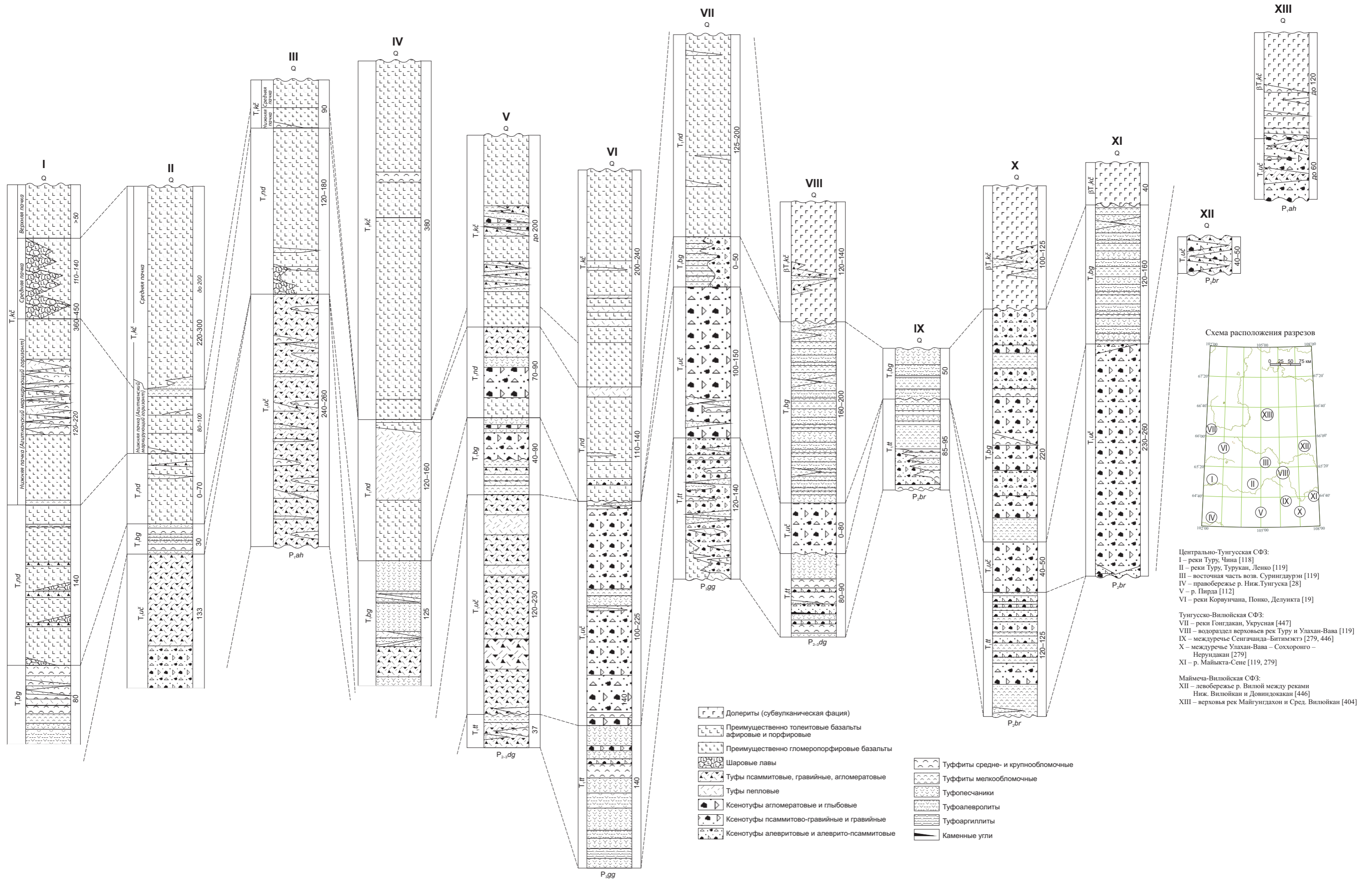


Рис. 5. Схема корреляции разрезов триаса.

отложений [112, 119]. Такой переход детально описан по одной из картированных скважин на р. Байыкта (левобережье р. Улахан-Вава), где полимиктовые песчаники, постепенно насыщаясь прослоями туфопесчаников, сменяются пачкой переслаивания туфогенно-осадочных пород и туфов [446].

В целом для тутончанской свиты характерна резкая фациальная изменчивость, особенно в нижней части разреза (рис. 5). На большей части ареала свита сложена линзами туфогенно-осадочных пород, ксенотуфов и туфов (преимущественно пепловых) быстро сменяющимися друг друга как по простиранию, так и по разрезу. В низах свиты локально встречаются миндалекаменные базальты, линзы туфобрекчий. В основании свиты, как правило, залегают зеленовато-серые туфопесчаники либо туффиты, насыщенные мелкими окатанными обломками нижележащих пород (песчаников, углей, алевролитов), а местами содержащие тонкие субгоризонтальные линзы песчаников.

На большей части ареала тутончанская свита характеризуется преобладанием осадочно-вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород при подчиненной роли пирокластических. Однако могут быть выделены три ареала, отличающиеся по соотношениям этих литологических типов.

Наиболее обширным является восточный ареал – область чередующихся пологих поднятий и впадин (вулканических куполов и депрессий), примыкающая к восточному борту Тунгусской синеклизы. Здесь в составе тутончанской свиты преобладают туффиты. На севере площади, в междуречье верхьев р. Улахан-Вава и р. Вилюй, свита сложена тонким переслаиванием серых мелко-среднеобломочных туфогенно-осадочных и подчиненных пирокластических пород. Наиболее полный разрез вскрыт на р. Байыкта [446], где нижняя преобладающая часть свиты более чем на 50 % сложена массивными туффитами, до 30 % составляют алеврито-псаммитовые ксенотуфы; участие туфопесчаников и туфоалевролитов в сумме не превышает 15 %. Линзы пепловых туфов составляют менее 5 %. Характерны частые пизолитовые прослои в туффитах и ксенотуфах, постоянная примесь углистого вещества (вплоть до линзочек угля) во всех разностях (кроме туфов), локально – интенсивное развитие карбонатов и цеолитов по трещинам. Верхняя часть разреза, напротив, представляет собой пачку переслаивающихся зеленовато-серых туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

К юго-западу роль пирокластических пород более значительная, а далее на юг, на Вавинском своде (левобережье р. Пирда и район р. Битимэктэ), зеленовато-серые мелко-, но чаще среднеобломочные туфы местами даже несколько преобладают. В долине р. Верх. Битимэктэ мощность венчающей разрез туфовой пачки достигает 30 м [112]. В таких случаях литологическое сходство с вышележащими отложениями затрудняет проведение верхней границы тутончанской свиты.

Тем не менее в остальных разрезах юго-восточной части листа Q-48 разнообломочные туффиты составляют основную часть свиты. Во многих из них могут быть выделены три пачки резко варьирующей мощности:

– нижняя туффитовая пачка (5–45 м мощности);

– средняя мощная (35–60 м), но местами резко выклинивающаяся линза псаммито-гравийных ксенотуфов с обломками гиалобазальтов и углистых пород перми до 5–10 см размером;

– верхняя туффитовая пачка (30–85 м).

Местами (например, на р. Аллара-Юнэкэн, на водоразделе рек Танга и Нерундакан) прослой мелкообломочных ксенотуффов развиты и в верхах свиты, составляя до 40 % мощности верхней пачки. Туфопесчаники появляются в туффитовых пачках в виде прослоев обычно в несколько сантиметров мощностью; роль их в составе свиты незначительна [279].

При этом в том же районе (в 5 км к западу, на водоразделе рек Аллара-Юнэкэн и Битимэктэ) количество и мощность прослоев ксенотуффов резко сокращается (причем присутствуют только их алевропелитовые разновидности). Экзотический разрез тутончанской свиты представлен в наиболее восточном ее выходе – на р. Хайм, где в ее основании залегают не осадочно-вулканокластические породы, а пачка гравийных и гравийно-псаммитовых ксенотуффов (6–7 м мощностью); выше прослеживается толща слоистых туффитов с подчиненными прослоями туфопесчаников (до 78 м) [279].

На большей части восточного ареала максимальные мощности тутончанской свиты довольно выдержаны – от 90 м (р. Байыкта) до 130–140 м на водоразделах рек Аллара-Юнэкэн и Лев. Битимэктэ, Танга и Нерундакан. Однако к востоку от последних районов свита постепенно выклинивается, а в бассейнах рек Майыкта-Сене (у восточной рамки листа) и Ейка (у южной рамки) отсутствует полностью.

К центральному ареалу развития тутончанской свиты отнесена небольшая площадь (порядка 900 км²) у истоков р. Виллой (бассейн р. Понко), где тутончанская свита сложена преимущественно сероцветными вулканогенно-осадочными породами. Более 50 % разреза состоит из туфопесчаников, которые переслаиваются с подчиненными туфоалевролитами и туфоаргиллитами. Ближе к верхней части свиты появляется и горизонт туффитов мощностью до 15 м, содержащий до 55 % пирокластического материала, а в верхней части – несколько линз разнообломочных голубовато-серых ксенотуффов мощностью до 5 м. Мощность свиты составляет здесь 140 м.

Западный ареал тутончанской свиты локализован непосредственно к северо-западу от центрального и весьма отличается по составу слагающих ее пород от вышерассмотренных разрезов. На этой ограниченной площади (1000 км²) правобережья р. Мойеро между реками Укрусная и Ихэленгда весьма наглядно демонстрируется фациальная изменчивость свиты, изученной здесь в т. ч. картировочным бурением [447], хотя мощность разрезов весьма выдержана (100–150 м). В большинстве из них преобладают слоистые или массивные (в разных соотношениях) ксенотуфы и туфы от пепловых до лапиллиевых, содержащие прослой и линзы туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В основании встречаются редкие линзы туфобрекчий (мощностью до 10 м), в средней и верхней частях разреза – вулканомиктовых песчаников и туфоалевролитов (до 3 м), содержащие обильный растительный детрит.

Иной тип разреза наблюдается на водоразделе рек Гондгакан и Укрусная (восточный борт Хоктомской вулкано-тектонической структуры). Здесь нижняя часть свиты (мощностью 40 м) сложена серией потоков (3–10 м) базальтов с гиалиновой (в контактах), гиалопилитовой и интерсертально-пойкилоофитовой структурой; характерны мощные (до 5 м) верхние зоны мандельштейнов. Базальты характеризуются значительным изменением с развитием глини-

стых минералов по плагиоклазу, почти полным замещением авгита хлорит-амфиболовыми агрегатами и девитрификацией мезостазиса с формированием хлорита, карбоната, лейкоксена и гематита. Миндалины и жеоды (размером до первых миллиметров) также сложены хлоритом, карбонатом, реже халцедоном. Лапилли аналогичных гиалобазальтов присутствуют и в туфогенных пачках. Вышележащая пестроцветная пачка ксенотуфов и туфогенно-осадочных пород характеризуется преобладанием мелкообломочных фаций.

В восточной части западного ареала (правобережье р. Хойро) маломощные (до 5 м) потоки базальтов присутствуют и в верхних горизонтах тутончанской свиты.

На основании необычности состава тутончанской свиты в западном ареале, заключающейся в преобладании пирокластических пород и даже появлении эффузивных фаций, а также противоречивости палеонтологической характеристики (см. ниже), отнесение описанных пород к тутончанской свите ставилось под сомнение, и они рассматривались как нижняя толща бугариктинской свиты [237]. Решающим аргументом в пользу тутончанской свиты в этом случае является доминирование осадочно-вулканокластических пород в верхней части толщи.

Петрографический состав всех литологических разновидностей свиты характеризуется отсутствием какого-либо чуждого кластического материала. Пирокластическая представлена оскольчатыми, реже округлыми, глинисто-измененными витрокластами и обломками гиалобазальтов, размером обычно 0,1–1 мм, редко до 3 мм. Остальная часть кластической составляющей включает фрагменты кремнисто-глинистых и углистых пород, кварц, полевые шпаты, пироксены, гранаты, циркон, титанит. Туфопесчаники и туфоалевролиты содержат 10–40 % пирокластического материала, туффиты – 60–90 %. Все они характеризуются высоким уровнем сортировки материала, а туфопесчаники и туфоалевролиты – также его хорошей окатанностью. Цемент – обычно гидрохимический типа обрастания и выполнения пор, редко базальный; составляет не более 10–15 % и имеет чаще всего глинисто-цеолит-кальциевый состав.

Туфы характеризуются витрокластической и кристаллолитовитрокластической структурой, ксенотуфы – преимущественно литовитрокластической. Цементирующая масса обычно палагонитовая. Весьма характерным, особенно для восточного ареала, является частое наличие тонких (первые сантиметры) пизолитовых прослоев в туффитах, мелкообломочных ксенотуфах и туфах. Аккреционные лапилли имеют как эллипсоидальную, так и сферическую форму диаметром 2–30 мм и нередко присутствуют во всех частях разреза свиты (например, на р. Аллара-Юнэкэн), составляя в отдельных прослоях до 70 %.

Важной характеристикой тутончанской свиты на фоне контрастной латеральной изменчивости разрезов является ее выдержанная мощность (90–150 м, обычно в узком интервале 120–140 м), даже на участках активного вулканизма (излияния лав). Это, вероятно, указывает на спокойный тектонический режим формирования свиты в условиях малоконтрастного рельефа, в отличие от северных районов Тунгусской синеклизы.

Вулканогенно-осадочные и осадочно-вулканокластические породы тутончанской свиты имеют богатую палеонтологическую характеристику. Наибо-

лее богатый фаунистический комплекс собран в прослое алевритовых туффитов из нижней части разреза тутончанской свиты на р. Верх. Битимэктэ, где содержатся многочисленные створки и раковины пелеципод с преобладанием *Palaeanodonta* sp. nov. [127, 279]. Найдены также *Palaeanodonta*(?) aff. *obrutschevi* и *Microdotella* aff. *subovata* (Jones), конхостраки *Pseudestheria* (*Pseudeatharia*) *novocastrensis* (Mitch.), *Glyptoasmussis belmontensis* (Mitch.), *Trigonestheria permiana* Novoj., а также значительное количество створок и отпечатков раковин остракод *Darwinula inornata* (Spizh.), *Suchonella stel-machovi* Spizh. и др., а также оогонии харовых водорослей и раковины *Gastropoda*. Фауна конхострак *Limnadia* sp. nov., *Rohdendorffium tutontchanum* Nov., *Poligrapta nectar* Nov. обнаружена также в туффитах на реках Лялюикта и Пирда [112]. Перечисленные виды включают как позднепермские, так и нижнетриасовые формы. В то же время спорово-пыльцевой комплекс из тех же пород, включающий пыльцу *Gnetaceaspollenites* sp., *Vitreisporites* sp. и *Klausipollenites* sp. и споры *Acanthotriletes* sp., *Osmundacidites* sp. и *Lophotriletes tuberculatus* (Walts.) Naum., *Stenozonotriletes* sp., *Toroisporites aurltorius* Reinc-hardt, *Cyathidites minor* Coup., *Nevesisporites limatutulus* Playf. и др., по определению, с учетом отсутствия пыльцы кордаитовых, характерен для содержащих тутончанскую флору отложений Нижнетунгусского района и в общих чертах сопоставляется с комплексом нижнемальцевской свиты Кузнецкого бассейна [167]. Палеофлора из прослая туфопесчаников того же района – *Sphonopteris* cf. *tutonczanica* Sadovn., *Cladophlebis* cf. *kirjamkensis* Pryn., по заключению А. П. Степанова, представляет тутончанский горизонт [112, 234]. Аналогичный вывод относится и к ассоциации двустворок *Palaeanodonta biltchanica* Mal., *P. obrutschevi* (Rag.), *Abiella*(?) *elliptics* (Khalf.), *A. subovata* (Jones) из отложений с мезофитным комплексом миоспор на р. Сенгачанда (бассейн р. Улахан-Вава) [127].

В то же время СПК из верхних частей свиты (и даже перекрывающих отложений вплоть до основания нидымской свиты), выделенные в других ее местонахождениях в юго-восточной части листа Q-48, отличаются преобладанием спор папоротникообразных над пыльцой, значительным содержанием типично пермских форм (*Trachytriletes sibiricus* Medv., *Acanthotriletes ollygodonthus* (Andr.) Naum., *Lophotriletes polypyrenus* (Ibr.) Naum.), присутствием большого количества пыльцы кордаитовых и гинкго-саговых, а также повышенным содержанием пыльцы *Circella* sp. и *Azonalites* [435]. Из-за широкого стратиграфического интервала распространения, данные комплексы можно считать переотложенными [279].

Палеонтологические остатки из западного ареала тутончанской свиты включают отличные от вышеперечисленных формы. Растительные остатки (р. Хойро) представлены *Todites*(?) *polymorpha* (Mog.), *T.* (vel *Osmundopsis*) sp., *Osmundopsis*(?) ex gr. *uralica* (Pryn.), *Cladophlebis*(?) cf. *augusta* Heer., *Equisetum* cf. *triassicum* (Radcz.), *Neokoretrophyllites* sp.; конхостраки – *Rohdendorffium tutonchanum* Nov., *Bipemphigus gennisi* Nov., *Monopemphigus arangastachus* (Nov.), *Polygrapta necta* Nov. и др. По определению изучавших их специалистов (Г. Н. Садовников, Э. Ф. Орлова), названные формы свидетельствуют, скорее, о позднепермском возрасте, хотя не исключена и тутончанская привязка конхострак [447].

В целом найденные палеонтологические остатки слабо согласуются с комплексами фауны и флоры опорного разреза тутончанской свиты на р. Ниж. Тунгуска около о. Гагарий и ее стратотипа [166]. Однако присутствие мезофитного комплекса миоспор позволяет сопоставлять туффиты района между-речья Юнэкэн – Улахан-Вава с тутончанской свитой [111, 167]. Все же решающими свидетельствами отнесения описанных разрезов к этой свите, занимающей согласно [199] положение в основании нижнего триаса, являются их литологический состав и стратиграфическая позиция между гагарьеостровскими и нижнекорвунчанскими отложениями.

Корвунчанская серия (Т₄kr). Толща грубообломочных пирокластических пород, широко развитых в бассейне р. Ниж. Тунгуска, была выделена в ранге корвунчанской серии В. А. Хахловым и Л. М. Шороховым в 1935 г. [270]. Стратотипической местностью считают район нижнего течения р. Корвунчана [18]. Уже в самом начале изучения свиты она была подразделена на нижнекорвунчанскую (сложенную в основном неслоистыми разнообломочными ксенотуфами и туфами с линзами туфогенно-осадочных пород) и верхнекорвунчанскую (сложенную в основном вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми слоистыми породами) подсвиты [231, 234]. В соответствии с решениями 3-го Межведомственного совещания по стратиграфии мезозоя Средней Сибири [199], за нижнекорвунчанской подсвитой закреплено наименование «учамская свита», а за верхнекорвунчанской – «бугариктинская свита» при сохранении за объединенным стратоном названия «корвунчанская серия». Это обусловлено частыми фациальными замещениями отложений двух частей серии. Мощности названных свит контрастно варьируют, но суммарная мощность относительно выдержана, составляя на территории листа Q-48 порядка 220–340 м; максимальных значений она достигает в наиболее восточной части листа (восточнее р. Майыкта-Сене), где подстилающая тутончанская свита выпадает из разреза. Корвунчанская серия в полном объеме сопоставляется с двурогинским биостратиграфическим горизонтом и параллелизуется с двурогинской свитой Курейско-Ламской СФЗ [199], хотя некоторые авторы [333] выделяют единый для всей Тунгусской синеклизы пирокластический горизонт, объединяющий два названных стратона и правобоярскую свиту Аян-Верхнекотуйской СФЗ. Стратификация корвунчанской серии, обусловившая ее разделение на две самостоятельные свиты, выдерживается далеко не во всем ее ареале, так что на многих площадях выделить учамские и бугариктинские отложения крайне затруднительно.

Нижняя граница корвунчанской серии проводится по смене слоистых мелко-среднеобломочных туфогенно-осадочных отложений тутончанской свиты массивными грубообломочными ксенотуфами. На склоне Тунгусской синеклизы отмечается налегание корвунчанской серии на все возрастные подразделения верхнепалеозойского разреза, что может рассматриваться как свидетельство предкорвунчанского размыва [119, 446]. Наблюдавшиеся контакты с нижнесилурийскими отложениями приходятся на Вилойско-Котуйскую зону разломов и являются, скорее всего, тектоническими. Локально наблюдаются признаки несогласного залегания корвунчанских пород и на тутончанской свите, в частности, в верховьях р. Чалбангда [112].

Учамская свита (Т_ис̄) получила свое название по р. Учами (левый приток р. Ниж. Тунгуска на сопредельной с запада территории), на которой находится ее стратотипический разрез [448]. Это наименование для нижней части корвунчанской свиты используется с конца 1950-х годов [18] и окончательно утверждено в 1978 г. [199].

Свита сложена чередующимися массивными ксенотуфами, реже туфами (гравийными, лапиллиевыми, агломератовыми) и туфобрекчиями, локально с прослоями пепловых туфов. По всему разрезу, но преимущественно в средней и верхней его частях локально появляются слоистость и прослои туффигов. Как и для любого подразделения, сложенного explosивно-обломочными породами, строение и мощность конкретных разрезов определяется принадлежностью к той или иной фациальной зоне explosивных центров. Соответственно, свита характеризуется фациальной изменчивостью по простиранию и разрезу, но по сравнению с нижележащей тутончанской свитой такая изменчивость выражена существенно слабее (рис. 5).

Учамская свита широко развита на северо-восточном и юго-восточном склонах Тунгусской синеклизы; площадь ее выходов на территории листа Q-48 превышает 25 000 км². Отдельные выбросы пирокластического материала за пределами поля сплошного развития вулканогенной толщи удалены от него на расстояние более чем 100 км (в верховьях р. Сред. Вилуйкан). Наиболее обширная область нижнекорвунчанских отложений приходится на восточную часть ареала (Тунгусско-Вилуйская СФЗ). Наиболее полные разрезы здесь (на водоразделе рек Майыкта-Сене и Хайм и на междуречье рек Прав. и Лев. Юнэкэн) сложены монотонной толщей желтовато- и зеленоватотемно-серых массивных гравийных и гравийно-псаммитовых ксенотуфов с преобладающим (40–50 %) размером обломков 2–5 мм [279]. На более западных площадях (бассейн р. Пирда) глыбово-агломератовые пирокластические породы, приуроченные к средней части толщи, играют более значительную роль. В наиболее западной части ареала (верховья р. Мойеро), преобладающий размер обломков – 5–30 см, но около 10–15 % обломков имеют размер 10–50 см и более [112].

Ксенотуфы обычно преобладают в составе свиты и в западной части ареала, на склоне Туринской мегавпадины. Например, в наиболее мощном (260 м) разрезе на р. Хойро они составляют до 98 %, туфы – не более 2 %, а прослои туффигов – менее 1 %. Тем не менее уже в 30 км восточнее в изолированных пирокластических выбросах на правобережье р. Верх. Вилуйкан доминируют мелко- и среднеобломочные витрокластические туфы [447].

Минимальным содержанием ксеногенного материала характеризуется центральная часть ареала (северо-восточный склон возв. Сурингдаурэн и район правых притоков верховьев р. Туру), где туфы существенно доминируют в разрезах свиты, а осадочно-вулканокластические прослои полностью отсутствуют. Картировочной скважиной на р. Турукан вскрыт разрез учамской свиты мощностью (неполной) 133 м, в котором псаммитовые и гравийно-лапиллиевые туфы с редкими тонкими (5–15 см) пизолитовыми прослоями составляют до 70 %, а ксенотуфы формируют только нижнюю (42 м) часть свиты.

Как правило, редкие линзы (не более 1,5–2,5 м мощностью) алевро-псаммитовых и алевроитовых ксенотуфов и туффитов, редко – плитчатых тонко-слоистых туфоалевролитов в туфоаргиллитов, появляются в приподошвенной и прикровлевой частях свиты. Однако местами (на реках Юнэкэн, Ейка, Хойро) линзы переслаивающихся туфогенно-осадочных пород и мелкообломочных ксенотуфов развиты в средней части разреза, достигая значительной мощности (до 15 м). К этим грубослоистым пачкам в нижней и средней частях разреза свиты приурочены редкие линзы (мощностью даже до 1,5 м и протяженностью 50–70 м) пизолитовых псаммитовых и алевроитовых ксенотуфов (реки Сенгачанда, Юнэкэн и др.) с голубовато-серыми крупными (до 2 см в поперечнике) аккреционными лапилли.

Повышенной латеральной изменчивостью отличаются нижние горизонты свиты. Нередко (наиболее четко на р. Соххоронго) здесь наблюдается некоторая сортировка обломков, обуславливающая грубую (1–3 м) горизонтальную слоистость. В западной части ареала, на северном борту Нюкчорокской ВТС (правобережье р. Мойеро), в нижней части толщи местами в основании наблюдается пачка (мощностью около 50 м) чередования туфобрекчий, обогащенных глыбами песчаников, известняков, долеритов, и лапиллиевых ксенотуфов, тогда как восточнее, на склонах горы Янг-Урэ, та же часть разреза сложена слоистыми разностями гравийной, реже пепловой размерности [237].

Локально (в бассейнах рек Аллара-Юнэкэн, Нерундакан и Сенгачанда) количество вулканических бомб округлой формы с коркой плавления и эруптивных глыб достигает 30–40%. В этой толще здесь, кроме того, появляются, хотя и в единичных случаях, относительно мощные (до 8 м) потоки гиалобазальтов с редкими вкрапленниками клинопироксена [279]. Потоки миндалекаменных базальтов в низах корвунчанской серии известны еще только в одном местонахождении – на р. Луту (левый приток р. Вилой, ниже устья р. Верх. Вилуйкан).

В целом по ареалу ксеногенным материалом обогащена именно нижняя часть свиты (до 15–30%), где фрагменты осадочных пород достигают 0,3 м в поперечнике, а иногда даже 0,8 м (в верховьях р. Лев. Вавукан и на р. Улахан-Вава). В составе этого материала преобладают вулканогенно-осадочные и осадочные породы из подстилающих отложений (туфопесчаники, песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты, угли). Также присутствуют фрагменты долеритов, а на востоке ареала – в среднем течении р. Улахан-Вава и на р. Хайм – известняков, происходящих, вероятно, из среднепалеозойских пород.

Туфы обычно витро- и литовитрокластические, состоящие из угловатых обломков глинисто-измененного вулканического стекла, гиалобазальтов, миндалекаменных базальтов, зерен пироксена и плагиоклаза. Цемент, составляющий до 35%, поровый или базальный, по составу глинистый, хлорит-слюдистый, карбонат-цеолитовый (измененный пепловый). Ксенотуфы отличаются примесью (10–40%) лито- и кристаллокластов, а также более высоким содержанием цементирующей матрицы. В них широко проявлена горизонтальная линзовидно-скорлуповатая, редко – плитчатая отдельность. Часто по трещинам развиваются кальцит и цеолиты.

Мощность учамской свиты существенно варьирует, также как и рельеф ее подошвы. Она достигает 280 м в Вавукан-Умотканской впадине (на водоразделе рек Улахан-Вава и Вавукан) и тех же величин на междуречье Туру–Турукан (верховья р. Угдакан). В то же время восточнее (на Вавинском своде) она сокращается до 60–80 м, а местами (юго-восточный склон возв. Ихомигдэ, правобережье р. Сенгачанда) даже выпадает из разреза, вследствие чего на этих участках бугариктинская свита залегает на близких по литологическому составу породах тутончанской свиты; граница между этими свитами в результате трудно установима. В среднем мощность учамской свиты составляет 120–150 м.

Достоверных фаунистических и флористических остатков в учамской свите на площади листа Q-48 не выявлено. Спорово-пыльцевые комплексы из туффитов на р. Юнэкэн имеют пермский облик [435]. По положению в разрезе между детально охарактеризованными палинологически тутончанскими и верхнекорвунчанскими отложениями возраст учамской свиты – раннетриасовый. В соответствии с данными [199], она сопоставляется с нижней частью двурогинского горизонта.

Бугариктинская свита (T_{1bg}) получила свое название при изменении ранга верхнекорвунчанской подсвиты по р. Бугарикта (левый приток р. Ниж. Тунгуска), где определена ее стратотипическая площадь [18, 448]. В стратотипическом районе выделяют три пачки: нижняя (эксинские или дюкинские слои) сложена пестроцветными слоистыми туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами с редкими потоками лав и линзами обломочных туфов; средняя (холокитские слои) – неслоистыми разнообломочными туфами и ксенотуфами с подчиненным развитием вулканогенно-осадочных слоев; верхняя (иргактинские слои) – идентична нижней [18, 20].

Залегает согласно на учамской свите, реже – на тутончанской, но никогда – на верхнепалеозойских породах. Контакт с учамской свитой имеет различный характер. Нередко он постепенный, с увеличением количества тонких линз и прослоев туффитов и туфогенно-осадочных пород в прикровлевой части учамской свиты. Мощность переходной зоны, сложенной слоистыми разнообломочными ксенотуфами и туфами, может достигать 80 м. В то же время часто отмечается и резкая смена массивных ксенотуфов туфогенно-осадочными породами, относимыми в таких случаях к ниже- и верхнекорвунчанским отложениям соответственно. Различные типы контакта могут находиться на одних и тех же площадях (например, на левобережье р. Пирда) в зависимости от распределения тех или иных литологических разностей в разрезе бугариктинской свиты. В любом случае пенепленизированный характер кровли нижнекорвунчанских отложений свидетельствует о, по крайней мере, локальном, предбугариктинском размыве.

Свита сложена осадочно-вулканокластическими, вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми слоистыми отложениями с подчиненным количеством пирокластических пород. Большинство исследователей она рассматривается как продукт размыва и переотложения нижнекорвунчанской пирокластической толщи. Тем не менее в ее составе пирокластические породы принимают существенное участие и локально даже преобладают, фиксируя продолжающуюся активность отдельных вулканических центров. Соответственно, по литологи-

ческому составу бугариктинская свита близка к тутончанской, но отличается более значительной ролью пирокластических фаций.

По сравнению с нижнекорвунчанскими отложениями бугариктинская свита пользуется существенно менее широким распространением и по периферии ареала нередко выклинивается, особенно в западной части рассматриваемой территории (от правых притоков верхнего течения р. Мойеро до водораздела рек Турукан и Икон-Бираян). Мощность в целом растет к центру Тунгусской синеклизы, но отличается резкими колебаниями в зависимости от рельефа подошвы и даже падая до нуля на вулканических поднятиях (Вавинском и др.).

Как и для тутончанской, для бугариктинской свиты характерна резкая фациальная изменчивость по простиранию, заключающаяся главным образом в появлении локальных участков пирокластических фаций (рис. 5).

В Центрально-Тунгусской СФЗ, на внешних бортах Центрально-Тунгусской мегавпадины, как южном – в долине р. Ниж. Тунгуска, так и северном – на правом берегу р. Мойеро, бугариктинская свита сложена преимущественно туфогенно-осадочными породами, хотя ее мощность существенно различается (не более 50 м с частым выпадением из разреза в северном субареале и до 125 м – в южном). Свита сложена переслаивающимися (мощность слоев обычно 0,3–3,0 м) туфопесчаниками (существенно преобладают), туфоалевролитами, туфоаргиллитами, а в одном из разрезов (в южном ареале на р. Дегигли) присутствуют даже линзы доломитов до 10 см мощностью. Прослои туффитов и пирокластических пород тяготеют к верхней части свиты; их мощность и структура резко варьируют по латерали. Местами линзы туфов, включая агломератовые разности, достигают 28–40 м мощности (в 13,8 км выше устья р. Делимэжит или на р. Дегигли). В общем случае для пирокластических пород наблюдается тенденция уменьшения размера и количества обломков в направлении на северо-запад. Локально (в 5 км выше устья р. Турка) в верхах свиты появляется даже маломощный (1–3 м) покров миндалекаменных базальтов с развитием цеолитов в пустотах. Покров перекрыт пачкой переслаивания туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов.

Аналогичное строение свита имеет, вероятно, и в центральной части Центрально-Тунгусской впадины, судя по единственному выходу в среднем течении р. Туру.

1. Туфоалевролиты	15 м
2. Туфопесчаники	6 м
3. Туффиты алеврито-псаммитовые с редкими прослоями (не более 0,5 м мощностью) кристалловитрокластических псаммитовых туфов	57 м

Преобладание туфогенно-осадочных отложений в кровле свиты прослеживается на восток вплоть до района рек Кананда и Хорки. Восточнее они повсюду играют подчиненную роль по отношению к осадочно-вулканокластическим породам.

В Тунгусско-Виллюйской СФЗ объем осадочно-вулканокластических отложений корвунчанской серии резко возрастает, хотя и здесь их мощность контрастно варьирует. На восточном склоне возв. Сурингдаурэн в кровле

нижнекорвунчанской пирокластической толщи появляется пачка переслаивания буровато-серых, реже вишнево-красных туффитов (местами пизолитовых), туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность ее уже на водоразделе рек Туру и Улахан-Вава достигает 160 м. Локально она занимает весь объем корвунчанской серии и граничит со сходными тутончанскими отложениями.

Во многих разрезах восточной части ареала бугариктинской свиты, которая выходит здесь на поверхность в широкой полосе от верховьев р. Туру до района правых притоков р. Ейка, устанавливается трехчленное строение, которое можно условно сопоставить с экинскими, холокитскими и иргактинскими слоями стратотипического района [448]. В общем случае разрезы представляют собой чередование пачек сероцветных туффитов с прослоями туфогенно-осадочных, редко – вулканомиктовых пород, и ксенотуфов с участками туфов. Как соотношение ведущих литологических разностей, так и их позиция в разрезе резко меняются по латерали, очевидно, в зависимости от положения эксплозивных центров.

В основании свиты чаще всего развиты тонкопереслаивающиеся туффиты алевритовые и псаммитовые, реже пелитовые, с тонкоплитчатой отдельностью, часто с пизолитовыми прослоями. Однако нередко в нижней и средней частях разреза присутствуют относительно мощные линзы гравийных и псаммитовых ксенотуфов и туфов, подчиненные прослои туфопесчаников и вулканомиктовых песчаников.

Обогащенный пирокластическим материалом тип разреза представлен, в частности, на водоразделе рек Соххоронго и Нерундакан (снизу вверх).

1. Туффиты алевропсаммитовые с тонкими прослоями алевропелитовых туффитов, часто с пизолитами	24 м
2. Переслаивание псаммито-гравийных ксенотуфов с алеврито-псаммитовыми туффитами единичным прослоем туфопесчаника (0,3 м)	15 м
Перерыв в обнаженности	50 м
3. Ксенотуфы гравийные и псаммитовые	55–57 м
4. Чередование пачек алевритовых тонкоплитчатых туффитов и гравийных и псаммитовых ксенотуфов	86 м

Мощность разреза – 220 м, пирокластические породы составляют 60 %. К северу, на правом берегу р. Соххоронго и р. Эрбукан, и к западу, на р. Юнэкэн, грубослоистые ксенотуфы залегают уже в основании свиты, а алевропелитовые туффиты, напротив, развиты в ее прикровлевой части.

В крайней юго-восточной части ареала (водораздел рек Танга и Мохсоголох) описаны разрезы, в которых гравийно-псаммитовые ксенотуфы слагают уже 80 % бугариктинской свиты (за исключением нижних 40 м). В междуречье Нерундакан–Танга отмечена даже линза темно-серых гравийных спекшихся туфов с плитчатой и глыбовой отдельностью мощностью 25–30 м, залегающая между пачками алевритовых туффитов. Однако все пирокластические пачки отличаются невыдержанностью по простиранию и, как правило, выклиниваются на расстоянии 6–15 км, замещаясь туффитами.

Вдоль юго-восточного борта Центрально-Тунгусской мегавпадины у южной рамки листа (на левобережье р. Пирда, на реках Лялюикта, Танангда и др.) появляются крупные участки разнообломочных, в т. ч. массивных

крупнообломочных и глыбовых агломератовых туфов прижерловой фации, указывая на активность здесь вулканических аппаратов. В этих разрезах разделение двух частей корвунчанской серии весьма условно и обосновывается лишь появлением слоистых пирокластических пород. На отдельных участках вблизи вулканических аппаратов (в долине р. Пирда), относимые к верхней части корвунчанской серии отложения представлены исключительно массивными темно-бурыми и красновато-бурыми крупнообломочными и глыбовыми агломератовыми ксенотуфами и туфами; мощность их (например, в 9 км ниже устья р. Игэдэжит) достигает 80 м.

Преобладающая структура туфов бугариктинской свиты – витрокластическая; содержание витрокластов и обломков гиалобазальтов – 60–90%; обломки кристаллов плагиоклаза и пироксена представлены незначительно. На апопелловый цемент, сложенный глинистыми минералами, цеолитами, карбонатами, приходится 10–40%. Иногда туфы содержат редкие пизолиты (до 3 мм в диаметре), сложенные тонкообломочным стекловатым и терригенным материалом. Спекшиеся туфы сложены фрагментами гиалобазальтов гравийной и псаммитовой размерности, погруженных в тонкую пепловую массу, которая здесь не изменена. Отличаются от туфов они и по химическому составу (значимо меньшее содержание летучих и коэффициента окисленности железа). Туффиты отличаются от туфов сортировкой обломков, большим содержанием терригенной примеси (15–40%), наличием линз пизолитовых разностей.

Суммарная мощность бугариктинской свиты в этой части ареала увеличивается до 160 м при появлении в кровле пирокластической толщи мощной пачки слоистых мелкообломочных туффитов с подчиненными прослоями туфов (в частности, на р. Юнэкэн). Максимальных же мощностей (240–260 м) свита достигает в юго-восточной части листа Q-48 – на левобережье р. Юнэкэн и на водоразделе рек Майыкта-Сене и Улахан-Вава. Таким образом, в целом на территории листа мощность букариктинской свиты падает с юга на север от центральных частей Тунгусской синеклизы. Линия выклинивания параллельна ее борту, протягиваясь от северного склона возв. Сурингдаурэн к верховью р. Вава и далее в долину р. Улахан-Вава.

В прослоях туфогенно-осадочных пород преимущественно из верхних частей бугариктинской свиты на различных участках (реки Байыкта, Ейка, Соххоронго, Нерундакан, Юнэкэн, Хорки и др., особенно по р. Ниж. Тунгуска) собраны многочисленные фаунистические и флористические остатки [28, 119, 279, 435, 446]. Возраст свиты по отдельным группам организмов интерпретируется неоднозначно. Виды конхострак *Echinolimnadia mattoxi* Novoj., *Polygrapta necta* Novoj., *Limnadia pirdaica* Novoj., *Trisitum spissilineatum* Novoj., *Rhynchositum* sp. и др., по определениям Н. И. Новожилова, типичны для перми [165]. Однако на сопредельной с юга площади среди конхострак присутствуют местные виды и отсутствуют, в отличие от тутончанского комплекса, полиграпты и родендорфиумы [298]. С другой стороны, гастроподы *Microgalla* sp., *Bihynia* sp. (по Г. М. Колесникову), харофиты *Stenochara elongata* Said., *St. maedleri* (N. et. R.) Gramb., *Porochara movschovichii* Said. и др. (по Л. Я. Сайдановскому) указывают на ранний триас. Среди остракод присутствуют, по С. М. Мишиной – как татарские *Darwinula* cf. *parallela*

(Spizh.), *D. inornata* var. *macra* Lun., *Suchonella stelmachovi* Spizh., так и мезозойские формы – *Darwinula mara* Misch., *D. curwidorsalis* Mand., *D. oblonga* Senn. и др. Наконец, комплекс пелеципод *Palaeonodonta* sp. nov., *Palaeomutela* cf. *rectodonta* var. *racta*, *Garbonicala eihwaldiana* Vern., по Н. И. Новожилову, отвечает широкому стратиграфическому интервалу от бугариктинского до пугоранского горизонтов. В то же время такие виды, как *Microdontella maltseviensis* (Rag.) и *Anthraconaia* sp., по И. М. Маловецкой, характерны для пугоранского горизонта.

Не более информативными следует считать и палеофлористические и палинологические комплексы. По Г. Н. Садовникову, отпечатки ископаемых растений *Cladophlebis* cf. *kaiana* Sze, *Lobifolia* cf. *kirjaskensis* (Pryn.) Sadovn., *L.* cf. *lobifera* (Pryn.) Sadovn., *Tungussopteria* sp. и др., собранные на р. Байыкта, характерны для мокулаевского (т. е. пугоранского) горизонта [279], а *Pecopteris crenata* Pryn., *Spermopteris* sp., *Sphenophyllum* aff. *thonii* Mahr. (участки рек Подушка и Игэдэжит), *Paracalamites* sp., *Elatocladus* cf. *pachyphyllus* Pryn., *Sphenopteris* aff. *microphylla* Neub., *Todites* cf. *korvunchanica* Vlad. и многие другие (р. Ниж. Тунгуска) отвечают раннему мезофиту (поздняя пермь – средний триас).

Спорово-пыльцевые спектры из туффитов нижней и средней частей свиты (р. Соххоронго), включающий пыльцу *Striatopodocarpites* sp., *Protohaploxy-pinus* sp., *Lueckisporites* sp., *Taeniasporites* sp., гладкие споры *Punctatisporites* sp. и др., по заключению В. В. Гершанович, является раннетриасовым, но скорее более молодым, чем тутончанский. Более богатые палинологические комплексы из различных выходов верхов бугариктинской свиты (реки Байыкта, Хорки, Прав. Юнэкэн и др.), включающие споры *Punctatisporites* sp., *Nevesisporites limatutulus* Playf., *Lophotriletes triassicus* Korotic., *Dictyophyllidites harrisii* Couper, *D. mortoni* (de Jersey) Playf. et Dett., *Osmundacidites* sp. и др., пыльцу *Gnetaceaspollenites steevesi* Jans., *Vitreisporites koenigswaldii* Jans., *Alisporites australis* de Jersey и особенно родов *Lueckisporites* и *Gardenasporites*, сопоставляются с иргактинскими слоями стратотипического района [167]. Наличие в комплексах типично мезофитных форм говорит о раннетриасовом возрасте вмещающих отложений.

В целом большинство палеонтологических данных и стратиграфическое положение свидетельствуют о раннетриасовом возрасте верхнекорвунчанской подсвиты. В соответствии с этим, бугариктинская свита сопоставлена с верхней частью двурогинского горизонта нижнего триаса [199].

Нидымская свита (T_{nd}) впервые выделена А. А. Боручинкиной и Н. Г. Аркусом в 1958 г. [20, 206] в бассейне р. Ниж. Тунгуска (на сопредельной с запада площади) под названием туринской. Позднее переименована в нидымскую (по р. Нидым – левый приток р. Ниж. Тунгуска) и под этим именем принята в региональной стратиграфической схеме [199]. В стратотипическом районе характеризуется существенными вариациями мощности (150–330 м) и представлена базальтами, часто сильно минерализованными, с линзами и прослоями пирокластических пород (туффов, весьма редко – ксенотуффов) и маломощными прерывистыми горизонтами туффитов и туфоалевролитов.

В пределах площади листа Q-48 нидымская свита развита непрерывно по периферии Центрально-Тунгусской мегавпадины (Центрально-Тунгусская СФЗ), в центральной части которой она полностью перекрыта лавами кочечумской свиты. Характер нижней границы трактуется неоднозначно. На сопредельной с запада территории утверждается несогласное залегание нидымской свиты на основании реликтов кор выветривания, представленных красноцветными аргиллитами, в кровле туфогенных пород бугариктинской свиты [53]. Признаки размыва наблюдались и в южной части листа Q-48 на р. Ниж. Тунгуска [28]. Вместе с тем на большей части территории нидымские базальты перекрывают подстилающие вулканогенно-осадочные отложения без видимого несогласия и следов перерыва [118, 237]. Граница проводится по подошве нижнего горизонта базальтовых лав.

При среднемасштабной съемке нидымская свита нередко подразделялась на две подсвиты, близкие по составу [19, 28, 112]. Одним из обоснований такого расчленения выступала большая продуктивность нижней части свиты в области ее максимального распространения (бассейн р. Ниж. Тунгуска) на исландский шпат [19]. Однако на рассматриваемой территории включенные в «верхненидымскую подсвиту» образования полностью или частично должны быть отнесены к кочечумской свите, в основании которой залегает регионально распространенный агитканский маркирующий горизонт. Соответственно, хроностратиграфическим аналогом нидымской свиты в Аян-Верхнекотуйской СФЗ является не только хоннамакитская свита, но и нижне-неракарская подсвита.

Нидымская свита в целом характеризуется туфолововым типом разреза. Она сложена потоками и покровами базальтов, шаровыми лавами и линзовидными прослоями и пачками пепловых туфов и туффитов. Коэффициент эксплозивности варьирует от первых до 15 %, но на юго-востоке ареала локально достигает 70–80 %. Базальты слагают покровы и потоки различной мощности (1–15 м, редко до 30 м) и протяженности (0,2–5 км). Обычно в непрерывных разрезах насчитывают 12–20 покровов. Наиболее распространены покровы, состоящие из однообразных мелкозернистых до среднезернистых базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой матрицы и с миндалекаменными зонами вблизи кровли и подошвы тел. Масштабы этих зон резко варьируют по площади; более того, они могут сильно меняться даже в пределах одного покрова. Как правило, мощность верхних миндалекаменных зон не превышает 1–2 м, но иногда они составляют до 70–100 % покровов.

Строение нидымской свиты, как и на других площадях Тунгусской синеклизы, характеризуется ритмичностью, заключающейся именно в чередовании пачек базальтов, контрастно различающихся по роли пористых разностей, что отражает циклический характер вулканизма на этих участках. С одной стороны, выделяются пачки маломощных, не выдержанных по простиранию (иногда выклинивающихся в пределах одного обнажения) потоков и покровов базальтов с мощными миндалекаменными зонами; отдельные потоки нацело сложенные миндалекаменными (до шлаковидных мандельштейнов в кровле) лавами. Миндалины выполнены цеолитами, кальцитом, халцедоном и смешаннослойными глинистыми минералами и достигают иногда 15 мм в поперечнике. К этим же пачкам обычно приурочены пирокластические прослои. С такими

пачками чередуются пачки массивных и горошчатых мелко-среднезернистых базальтов, состоящие из меньшего количества покровов, но большей мощности; миндалекаменные зоны в них не превышают 20 % мощности покрова. Частные разрезы отличаются друг от друга количеством базальтовых покровов, их мощностью и размерами миндалекаменных зон.

Весьма характерным для нидымской свиты является развитие линз шаровых лав, преимущественно в нижней части разреза. Однако локально (например, в долине р. Туру между реками Нэлгэкэг и Мотынга) они присутствуют в подошве большинства покровов по всему разрезу. Мощность отдельных линз достигает 13 м, протяженность – 5 км. На востоке ареала (восточный уступ возв. Сурингдаурэн, реки Хоикта, Турукан) линзы шаровых лав достигают суммарной мощности 10–40 м, что составляет до 30 % разреза свиты. В целом именно нижняя часть свиты отличается существенной латеральной неоднородностью.

Наибольшая роль миндалекаменных базальтов отмечается в северной части Центрально-Тунгусской впадины (реки Корвунчана, Делуикта, Понко, Нюкчорок). В основании (мощностью до 15 м) разреза залегают среднезернистые миндалекаменные базальты со столбчатой и матрацевидной отдельностью. Выше залегает пачка покровов и потоков массивных базальтов (до 15 маломощных – 5–16 м – покровов) с мощными верхними миндалекаменными зонами, составляющими до 50 % и даже 70 % мощности покрова. Похожие разрезы представлены и на северной периферии ареала, в Нюкчорокской и Хоктомской вулcano-тектонических структурах, но миндалекаменные зоны составляют здесь 20–30 %.

На востоке (возв. Сурингдаурэн) средняя мощность покровов увеличивается до 12 м; миндалекаменные зоны составляют 15–25 %, а в долине р. Турукан – не более 5–7 %.

Значительным своеобразием отличается разрез в Хойровской вулcano-тектонической структуре (водораздел рек Хойро и Понко) – северо-восточной части ареала свиты. На периферии структуры (возвышенности Янг-Урэ, Бур и др.) в нижней части разреза развиты мощные (до 60–70 м) покровы массивных мелкозернистых и горошчатых базальтов, разделенные тонкими (3–5 м) зонами тонкозернистых базальтов. Вверх по разрезу покровы уменьшаются в мощности до 10–30 м. По направлению к центральной части впадин мощные покровы замещаются серией более тонких (от 3 до 15 м) покровов с микро-долеритовой структурой матрицы, иногда с флюидальной текстурой в подошве покровов. Линзы пепловых туфов единичны и не превышают 2 км по простиранию и 3–4 м по мощности, изредка встречаются прослойки (1–1,5 м) кластолав. Миндалекаменные зоны выражены очень слабо.

Количество, мощность и позиция в разрезе туфов, представленных кристаллолитокластическими разностями, также существенно варьируют, указывая на невыдержанность пирокластических прослоев. Максимальное их количество – на северной периферии ареала (до 15 %). Обычно это пепловые разновидности, но в области максимального прогибания (долина р. Туру) преобладают псаммитовые и гравийные туфы (до 8 м мощностью) с бомбами вулканического стекла 2–30 см размером, составляющие 10 % разреза. Редко появляются и линзы алевроитовых туффитов (до 3 м мощности). На возв. Су-

рингдаурэн они приурочены к низам разреза, в среднем течении р. Туру – к верхам, на р. Делуикта распределены по всей средней и верхней части и т. д. На южном склоне Центрально-Тунгусской мегавпадины (на р. Ниж. Тунгуска) появляются даже туфоалевролиты.

Однако на этой площади, в южной периферии ареала, состав и мощность нидымской свиты в целом существенно отличны от вышеописанных разрезов и закономерно меняются с запада на восток, вдоль борта упомянутой депрессии. Своеобразие разреза здесь заключается в резком увеличении роли туфогенных пород в верхней части свиты, что определяет ее четкую стратификацию на многих площадях с выделением нижней (лавовой) и верхней (существенно пирокластической) толщ.

Нижняя толща представлена пачкой чередования маломощных (5–6 м) базальтовых покровов с линзами шаровых лав в нижних покровах и относительно узкими нижними и верхними миндалекаменными зонами, мощность которых уменьшается вверх по разрезу от 1,5 до 0,5 м. Локально на р. Пирда встречаются лавы, состоящие из крупных (до $2,0 \times 2,5$ м) сфероидов базальтов с веерообразной отдельностью и внешней миндалекаменной зоной. Широко распространены и брекчиевидные шаровые лавы, состоящие из остроугольных обломков массивных и миндалекаменных базальтов 2–10 см размером и шлаковидной матрицы. Мощность толщи составляет 60–90 м.

Верхняя толща существенно варьирует как по мощности (40–150 м), так и по составу. Соотношение вулканогенных обломочных и эффузивных пород меняется от разреза к разрезу, хотя и намечается общая тенденция возрастания роли туфогенных пород, так же как и мощности толщи, в восточном направлении. Восточнее р. Верх. Кочечум объем пирокластических фаций в составе всей нидымской свиты часто не уступает лавовым, причем среди последних доминируют миндалекаменные разности.

В целом верхняя толща сложена преимущественно зеленоватыми и темно-серыми кристаллолитовитрокластическими алевропсаммитовыми туфами с линзами псефито-псаммитовых разностей и прослоями (до 5 м) туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, а также редкими покровами (до 10 м мощностью) базальтов, в т. ч. миндалекаменных. В единичных случаях в основании покровов наблюдались линзы шаровых лав. При этом прикрывлевая часть свиты обычно вновь сложена лавовым покровом. Пачки алевритовых и псефито-псаммитовых ксенотуфов и туфов достигают 15–20 м, локально даже 40 м мощности. Более того, появляются линзы туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов до 2–4 м мощности, а на склоне горы Бурма (левобережье р. Пирда, напротив устья р. Хоикта) разрез приобретает совершенно экзотический характер: мощность толщи буровато-серых туфогенно-осадочных пород, включающих в нижней части даже тонкий (0,75 м) прослой туфоконгломератов с окатанными гальками необычного состава (долериты, вулканическое стекло, кварцевые песчаники, кислые эффузивы), достигает 79 м.

К юго-восточной части ареала (бассейны рек Пирда, Ленко) и приурочены максимальные мощности верхней толщи. Разрезы этого района напоминают строение учамской свиты. В одном из них (в 19 м ниже устья р. Танангда) ксенотуфы (от псаммитовых до агломератовых, массивные и слоистые) составляют 60 %, туфогенно-осадочные породы (с высокой степенью сортиров-

ки обломков) – 10 %, а потоки базальтов единичны, хотя и достигают мощности 20 м. Отмечаются даже линзы пизолитовых ксенотуфов с размерами аккреционных лапилли до 0,5 см.

Таким образом, нидымская свита отличается, как и остальные подразделения вулканогенной толщи на рассматриваемой территории, значительной фациальной изменчивостью. Различия в строении свиты на разных участках связаны, видимо, с излиянием лавовых потоков и покровов из нескольких вулканических аппаратов, причем область распространения эффузивного материала из каждого аппарата не превышала 10–20 км.

Структурно-текстурные особенности базальтоидов и пирокластических пород нидымской свиты стандартны для этих типов пород всей южной части Тунгусской синеклизы. Развита базальты с интерсертально-пойкилоофитовой, пойкилоофитовой и, реже, интерсертально-офитовой, микродолеритовой и толеитовой структурой матрицы. Базальты афировые или плагиофировые. Последние состоят из двух генераций плагиоклаза – гломеропорфировых сростков и вкрапленников состава An_{70-90} (до 15 %) и мелких (0,1–0,7 мм) лейст An_{50-65} (25–45 %); варьированного по магнезиальности авгита $En_{45-35}Wo_{38-41}Fs_{14-27}$ (28–40 %); оливина Fa_{44-30} (1–10 %), магнетита и титаномагнетита (2–5 %) и хлоритизированного и ожелезненного вулканического стекла (8–20 %, но в эндоконтактах до 40 %). Обычно замещение плагиоклаза анальцитом и смешаннослойными глинистыми минералами. Наиболее железистый клинопироксен характерен для центральной части ареала (бассейн р. Туру). Локально (на р. Ниж. Тунгуска) базальты характеризуются преобладанием клинопироксена над плагиоклазом. Структура миндалекаменных базальтов интерсертальная и гиалопилитовая. Миндалины составляют 5–30 % породы, часто зональные; сложены глинистыми минералами, цеолитами, кальцитом, халцедоном.

Шаровые лавы состоят из сфероидов тонкозернистых базальтов округлой (обычно от 0,2 до 3 м в большем диаметре), а также уплощенной эллипсоидальной формы (сечением до $1,5 \times 4$ м) со шлаковидной оторочкой. Интерстиции обычно выполнены массой мелких угловатых обломков стекловатых базальтов; ее количество резко варьирует от первых до 70 %, с тенденцией роста вверх по разрезу. Как и для миндалекаменных базальтов, для шаровых лав характерна интенсивная прожилково-гнездовая цеолит-кальцит-кварцевая минерализация.

Средний химический состав базальтов нидымской свиты близок к среднему траппу Сибирской платформы, отличаясь несколько пониженным содержанием калия, меньшим значением общей щелочности и повышенной магнезиальностью (табл. 2). В то же время базальты обогащены кобальтом, медью, никелем, ванадием и цинком [112].

Мощность нидымской свиты достигает 260–300 м на северном борту Центрально-Тунгусской мегавпадины (в Нюкчорокской вулканотектонической структуре, на междуречье Нюкчорок–Делуикта). По восточной окраине лавового поля мощность, как правило, резко сокращается (например, на возв. Сурингдаурэн составляет 90–130 м), хотя и отличается существенными колебаниями (достигая на левобережье р. Хоикта 230 м). Местами (верховье р. Угдакан и особенно на склонах хр. Ихомигдэ на водоразделе верховьев рек

Туру и Пирда) нидымская свита вообще выпадает из разреза, замещаясь осадочно-вулканокластическими отложениями корвунчанской серии. На левобережье р. Туру (к югу от устья р. Чумчак) локально из разреза выпадает не только нидымская, но и бугариктинская свиты. Как известно, аналогичная ситуация имеет место и на юго-западной окраине Центрально-Тунгусской мегавпадины – в верховьях рек Дегали, Бахта и Учами [333].

Таблица 2

Химические составы (масс. %) вулканитов нижнего триаса

	1		2		3		4		5		6		7		8	
	X	S		X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	
SiO ₂	49,95	2,95	47,26	48,07	0,85	48,41	0,47	48,03	0,98	48,65	0,36	50,03	1,88	48,25	1,76	
TiO ₂	0,67	0,27	0,70	1,09	0,26	1,11	0,09	1,16	0,29	1,18	0,18	1,12	0,20	1,18	0,6	
Al ₂ O ₃	14,61	0,80	15,79	16,15	0,68	15,66	0,70	16,22	0,77	15,64	0,53	14,93	0,50	15,47	1,21	
Fe ₂ O ₃	7,71	1,56	2,68	5,01	1,81	5,88	1,46	4,90	3,01	4,38	1,19	3,18	0,86	4,84	2,77	
FeO	2,45	1,52	8,04	7,78	1,75	8,16	1,53	8,56	2,84	9,27	1,25	8,82	0,98	7,64	3,13	
MnO	0,14	0,07	0,15	0,21	0,06	0,21	0,04	0,19	0,04	0,23	0,04	0,16	0,03	0,18		
MgO	7,16	0,76	5,92	7,20	0,62	6,74	0,46	6,45	0,61	6,96	0,61	7,22	1,37	6,9	0,6	
CaO	6,21	2,47	13,24	10,57	0,53	10,34	0,73	10,50	0,59	10,60	0,34	10,52	0,55	10,78	1,07	
Na ₂ O	2,15	1,21	1,84	2,11	0,29	2,18	0,08	2,18	0,29	2,23	0,23	2,13	0,19	2,2	0,21	
K ₂ O	1,02	0,45	0,40	0,29	0,11	0,36	0,10	0,40	0,17	0,43	0,15	0,76	0,28	0,42	0,08	
P ₂ O ₅	0,15	0,05	0,09	0,15	0,04	0,20	0,02	0,15	0,08	0,19	0,04	0,14	0,02	0,15	0,01	
SO ₃	0,03	0,02	0,10	0,04	0,04	0,05	0,08	0,06	0,07	0,03	0,03	0,01	0,02			
ппп	7,69	1,33	3,76	1,24	0,99	0,64	0,71	1,32	1,70	0,04	0,10	0,43	0,64			
Сумма	99,93	0,40	99,97	99,91	0,46	99,94	0,43	100,12	0,47	99,84	0,47	99,44	0,63			
n	4		1	28		13		24		20		12				

1 – гравийные туфы учамской свиты [279]; 2–7 – базальты: 2 – туончанской свиты [447], 3 – нидымской свиты [19, 28, 112, 446, 447]; 4–7 – кочечумской свиты [19, 28, 112, 119, 446]; 4 – нижней толщи (агитканский горизонт), 5 – средней и верхней толщи, 6 – изолированных массивов субвулканических тел («анаунская свита»), 7 – изолированных тел в Вилуйско-Котуйской зоне [404]; 8 – средний состав базальтов Тунгусской синеклизы [120]. X – средние значения, S – стандартные отклонения, n – размер выборки.

В центральной части лавового поля мощность нидымской свиты – 140–210 м, в южной – резко варьирует в пределах 100–260 м, увеличиваясь на восток за счет существенного развития вулканокластических фаций.

В маломощных туфогенно-осадочных прослоях в юго-восточной части ареала (главным образом в бассейне р. Пирда, а также на возв. Ларгогды) собраны многочисленные отпечатки раковин разнообразных конхострак *Limnadia turaica* Novoj., *Eulimadia shrokhovi* Novoj., *Megasitum harmonicum* Novoj.,

Brachygrapta limbata (Novoj.), *Polygrapta chatangensis* Novoj. и многих других, а также пеллеципод *Palaeadonta* aff. *bicarinata* Amal., *P.* aff. *okensis* Amal. и других и остатки челюстей рыб *Tungusichtus* sp. В аналогичных отложениях в долине р. Ниж. Тунгуска встречены чешуя рыб *Palaeoniscidae* gen. et. sp. indet. (определение В. Н. Яковлева) и остракоды *Gerdalia dactyla* Belous., *G. compressa* Misch., *G. clara* Misch. (определение С. М. Мишиной) [112 и др.]. Последний вид типичен для путоранского горизонта [199]. В целом палеофаунистический комплекс не имеет существенных отличий от выделенного в верхнекорвунчанских отложениях. То же относится и к палеофлоре, представленной в основном папоротниковидными (родов *Cladophlebis*, *Pecopteris*, *Acrostichoides*, *Lobifolia* и др.), и к палинологическим комплексам, для которых характерно значительное количество спор родов *Osmudacidites*, *Puncetatisporites*, *Lueckisporites*, *Lardenasporites*. Следовательно, палеонтологические данные указывают на раннетриасовый возраст отложений [28, 112, 119].

Единственное определение К-Аг возраста базальтового покрова из долины р. Туру соответствует значению 236 ± 8 млн лет [118].

Решающим аргументом отнесения описанных отложений к нидымской свите является их литологический состав, но главным образом позиция в стратиграфическом разрезе выше корвунчанских осадочно-вулканокластических и туфогенно-осадочных образований.

Кочечумская свита (Т_кС). Верхняя часть вулканогенной толщи, характеризующаяся лавовым типом разреза, относится к кочечумской свите. Мощная эффузивная толща, выполняющая Центрально-Тунгусскую мега-впадину, выделена А. А. Боручинкиной и Н. Г. Аркусом в 1958 г. в бассейне р. Виви (западная часть Тунгусской синеклизы), но названа по р. Кочечум (правому притоку р. Ниж. Тунгуска в ее среднем течении), в нижнем течении которой развита характерная пачка слабоминерализованных лав с одним или несколькими мощными покровами своеобразных базальтов в основании [20, 159, 206]. На этой площади она представлена чередующимися покровами афировых и иногда плагиофировых базальтов с редкими пачками и прослоями тефроидов.

На территории листа Q-48 в качестве нижней границы кочечумской свиты принимается основание пачки тефроидов, которая вместе с регионально выдержанными покровами гломеропорфировых базальтов образует маркирующий горизонт, именуемый «агитканским». Поскольку этот горизонт в наиболее южной части листа (долины рек Ниж. Тунгуска, Верх. Кочечум, Пирда) практически не выражен, здесь к кочечумской свите отнесены существенно лавовые разрезы, залегающие выше мощных вулканогенно-обломочных (тефроидных) толщ, рассматриваемых как верхняя часть нидымской свиты на этой площади. Таким образом, кочечумская свита в Центрально-Тунгусской СФЗ является хроностратиграфическим аналогом верхненеракарской подсвиты Аян-Верхнекотуйской СФЗ.

Кочечумская свита сложена покровами и потоками базальтов массивных, миндалекаменных, плагиофировых с резко подчиненными линзами и прослоями тефроидов. Она бронирует платообразные возвышенности Среднесибирского плато, образуя непрерывный ареал (лавовое поле), соответствующий

Центрально-Тунгусской мегавпадине, в пределах которого нижележащие части вулканогенной толщи выступают только по периферии поля и внутри его в глубоко врезанных долинах (реки Туру, Корвунчана, Чина и другие менее значительные). Залегает согласно на нидымской свите, но локально – на восточном замыкании мегавпадины – непосредственно на туффитах или ксенотуффах корвунчанской серии.

Большая часть расплавов кочечумской свиты отличалась от нидымских меньшей флюидонасыщенностью (так называемые «сухие» расплавы), что отражается в минимальном развитии миндалекаменных зон и существенно более слабом проявлении гидротермальной минерализации, в т. ч. исландского шпата. Однако средние части свиты близки по строению к нидымской свите, включая локальное развитие шаровых лав; это свидетельствует о существенной дифференциации вулканических обстановок.

В центральной части лавового поля, где мощность свиты максимальна, ее расчленяют на три толщи, которым иногда придается ранг подсвит [118, 333, 446].

К нижней толще относят агитканский маркирующий горизонт. Он состоит из 2–3 выдержанных по простирацию покровов мелкозернистых массивных, в подошве часто флюидалных базальтов, которые подстилаются прослоем мелкообломочных туфов до 10 м мощности; по простирацию туфы могут замещаться туффитами и даже (в долине р. Корвунчана) вулканомиктовыми песчаниками, в которых фрагменты вулканического стекла полуокатаны и даже окатаны. Покровы разделяются маломощными быстро выклинивающимися потоками базальтов с миндалекаменными зонами, линзами красновато-бурых туфов и туффитов. Базальты характеризуются столбчато-глыбовой отдельностью. Мощность агитканского покрова максимальна у западной рамки листа в нижнем течении р. Туру, где достигает 200 м, включая нижний покров (50–75 м), верхний покров (40–45 м) и межпокровную пачку (60–90 м). Поверхность нижнего покрова неровная, с глубокими карманами, заполненными кластолавами. На восток вдоль долины р. Туру, в 10 км выше устья р. Чина, верхний покров выклинивается, а нижнему соответствуют два сближенных покрова мощностью по 10–30 м. Мощность межпокровной пачки падает здесь до 20 м, а агитканского горизонта в целом – до 80 м. Эта величина представляет стандартное значение мощности горизонта как к северу, так и к востоку от р. Чина. В восточной части повышенная (до 90–110 м) мощность нижней толщи (например, между реками Турукан и Ленко) отражает раздувы межпокровной части до 40–50 м. Восточнее р. Турукан агитканский горизонт сокращается до 10–20 м. И, наконец, в юго-восточной части ареала (южнее района оз. Морэ) горизонт выпадает из разреза, так что средняя толща залегает непосредственно на нидымских или бугариктинских отложениях.

Средняя толща сложена маломощными (5–7 м, редко до 17 м) быстро выклинивающимися покровами и потоками средне- и мелкозернистых базальтов с пойкилоофитовой структурой и хорошо выраженными миндалекаменными зонами, с линзовидными прослоями туффитов и туфов. В основании этой толщи в центральной части лавового поля развит дискретный горизонт шаровых лав изменчивой (максимально до 30 м) мощности. Отдельные эллипсоидальные блоки базальтов, залегающие субгоризонтально, достигают 7–12 м

в длину. Вверх по разрезу количество стекловатой или туфовой цементирующей массы шаровых лав увеличивается от 10 до 60–90%. Восточнее р. Чина шаровые лавы замещаются потоками базальтов, среди которых появляются отдельные линзы среднезернистых плагиофировых базальтов мощностью в раздувах до 85 м, но чаще порядка 10 м.

Мощность средней толщи максимальная (до 200 м) на водоразделе рек Турукан и Муркисе; к западу, к бассейну р. Чина она падает до 110–120 м, а к северу (в бассейне р. Корвунчана) – до 80 м. По направлению к северо-восточному краю лавового поля она выклинивается гораздо быстрее относительно нижней толщи и полностью выпадает из разреза примерно по линии среднее течение р. Турукан – южное подножие хр. Ихомигдэ.

Верхняя толща кочечумской свиты, занимающая наиболее поднятые платообразные вершины в западной части лавового поля, сложена пачкой из 3–5 выдержанных по простиранию неминерализованных, лишенных миндалекаменных зон базальтовых покровов (8–20 м мощностью) с редкими маломощными (2–3 м) линзами алевритовых туффигов и пепловых туфов. Наиболее мощный (около 20 м) покров гломеропорфировых базальтов с характерной столбчатой отдельностью залегает в основании толщи. Он подстилается местами относительно мощной (до 10 м в бассейне р. Ниж. Турукан) линзой слоистых туффигов и также рассматривается как локальный маркирующий горизонт.

В северной части ареала (бассейн р. Корвунчана) верхняя часть кочечумской свиты существенно отличается по строению. Маркирующий горизонт в ее основании достигает мощности от 40 до 60 м и включает местами два и локально даже три покрова массивных базальтов, однако распространение его здесь дискретно. Выше по разрезу на этой площади залегает пачка из трех-четырех мощных (до 25 м) покровов мелкозернистых базальтов с миндалекаменными зонами, составляющими до $\frac{1}{3}$ покрова и прослой (1–2 м мощностью) розовато-серых мелкообломочных туфов. Наиболее верхняя часть свиты напоминает разрез средней толщи. Она сложена преимущественно серией маломощных (3–5 м) потоков с большим количеством миндалекаменных разностей, редкими линзами туфов и туффигов, иногда достаточно мощных (до 15 м); однако в редких случаях появляются и несколько (не более 2–3) более мощных (10–20 м) покровов.

Именно в северной части ареала верхняя толща достигает максимальной мощности (170–215 м). Близкие максимальные значения отмечаются и в южной части лавового поля, в горных массивах Кормой и Молодякит (около 200 м). В восточном направлении толща быстро выклинивается и восточнее левобережья р. Ленко не встречается.

В южной части лавового поля агитканский горизонт не прослеживается. Здесь в основании относимой к кочечумской свите эффузивной толщи картируется выдержанный по площади покров темно-серых мелкозернистых базальтов с пористой шлаковидной коркой мощностью до 20 м. Выше залегают чередующиеся покровы и потоки массивных базальтов, мощность которых имеет тенденцию к росту вверх по разрезу (от 5–10 м в нижней половине пачки до 10–20 м – в верхней). Верхние миндалекаменные зоны с цеолитовой минерализацией составляют не более 5% покровов. Присутствуют редкие линзы (не более 1–2 м мощностью) туффигов и туфогенно-осадочных пород.

К востоку (бассейн р. Пирда) появляются и мощные (до 40 м) пачки красноцветных мелко- и среднеобломочных туфов и туффитов, которые могут составлять до 35 % разреза.

Массивные базальты небольших по мощности покровов, слагающих основную часть свиты, имеют преимущественно интерсертально-пойкилоофитовую, интерсертальную и пойкилоофитовую структуры и, также как их миндалекаменные разности, аналогичны однотипным породам нидымской свиты. Плаггиофировые базальты отличаются присутствием крупных (до $2 \times 0,5$ мм) таблитчатых фенокристаллов плаггиоклаза или их гломеропорфириковых сростков. Главными минералами являются плаггиоклаз (40–45 %) – зональные фенокристаллы (до 1 мм) состава от An_{70-74} до An_{48-52} и микролейсты An_{48-65} , авгит ($En_{33-39}Wo_{38-43}Fs_{210-27}$) (28–35 %), оливин Fa_{32-42} (3–8 %). Измененный мезостазис составляет до 30 %. Иногда наблюдаются участки кислого буровато-коричневого вулканического стекла, переполненного кристаллитами плаггиоклаза, клинопироксена и скелетными выделениями рудного минерала.

Миндалекаменные базальты отличаются более существенной ролью гиалопилитовой, витрофировой, толеитовой и микродолеритовой структур и более интенсивным изменением ведущих минералов. Плаггиоклаз почти нацело цеолитизирован и ожелезнен, оливин нацело замещен иддингситом, вулканическое стекло полностью ожелезнено и хлоритизировано. Миндалины сложены буровато-желтым, реже ярко-зеленым хлоритом, амфиболом, цеолитами, кальцитом, халцедоном. Значительное гидротермальное изменение типично и для кластолавы и цементирующей массы шаровых лав, которые пронизаны густой сетью прожилков хлорита, цеолитов и кальцита; эти минералы составляют до 15–25 % объема пород.

Базальты агитканского маркирующего горизонта отличаются наряду с пойкилоофитово-интерсертальной и гиалопилитовой, офитовой и интерсертально-офитовой, в краевых частях – микродолеритовой структурой матрицы. Они обычно характеризуются гломеропорфириковой структурой. Плаггиоклаз (45–55 %) – в виде гломеропорфириковых скоплений (до 9 мм размером) зональных зерен состава от An_{75-90} до An_{57-60} и лейст An_{49-77} – всегда преобладает; авгит ($En_{25-44}Wo_{38-44}Fs_{17-32}$) (20–45 %) и оливин (3–13 %) характеризуются значительными вариациями магнезиальности; выделяются две генерации оливины, различные по составу (ранняя, образующая сростки с плаггиоклазом, – Fa_{18-30} и поздняя – Fa_{36-48}). Магнетит и титаномагнетит составляют 2–5 %, кварц – 3 %, анальцит – до 1 %, измененный мезостазис с единичными зернами рудного минерала, анальцита, кварца и апатита – до 30 %. Иногда наблюдаются участки более кислого буровато-коричневого вулканического стекла, переполненного кристаллитами плаггиоклаза, клинопироксена и скелетными выделениями рудного минерала.

В разностях с гиалопилитовой структурой мезостазис представлен глинисто-измененным стеклом с микролитами плаггиоклаза и пироксена.

Нередко в агитканском горизонте встречаются базальты с дендритовидно-интерсертальной структурой, которые отличаются повышенным содержанием мезостазиса (25–30 %) и дендритовидными выделениями клинопироксена в тесном сростании со скелетными выделениями рудного минерала. Клинопироксен отличается более железистым составом ($En_{31-34}Fs_{26-29}$).

Химический состав базальтов кочечумской свиты в целом отвечает базитам нормального ряда, насыщенным или слегка недосыщенным кремнеземом и бедным щелочами. Он отличается незначительно повышенными содержаниями калия и пониженной магнезиальностью по сравнению с нидымской свитой (K_{Mg} составляет 0,41–0,52 и 0,49–0,56 соответственно). Это указывает на некоторую дифференциацию единого для обеих свит расплава, поскольку усредненный состав базальтов всей толщи идентичен среднему траппу Среднесибирской магматической области. И для нидымской, и для кочечумской свиты в целом, и для фациально-стратиграфических дифференциатов последней (агитканских покровов и так называемой «анаунской свиты») Fe-Mg фракционирование является ведущим трендом изменчивости. По сравнению даже с наименее дифференцированным раннетриасовым интрузивным комплексом – катангским, который считают комагматичным лавам Тунгусской синеклизы, толща базальтов значимо более однородна, что четко отражается в существенно более низком уровне корреляционных связей.

Мощность кочечумской свиты в центральной части лавового поля (бассейн р. Туру) варьирует в пределах 360–450 м. Как в северном, так и в южном направлениях к бортам Центрально-Тунгусской мегавпадины она падает до 200–320 и 130–300 м соответственно. В первом случае более высокие мощности определяются резким увеличением мощности средней, во втором – верхней толщи. По восточной периферии лавового поля мощность свиты минимальна, особенно на возв. Сурингдаурэн и в междуречье Турукан – Икон-Бираян, где она представлена практически одним агитканским горизонтом мощностью 10–20 м.

Палеонтологических остатков в кочечумской свите не найдено. На сопредельной с запада площади (на р. Кочечум) в туффитах межпокровной пачки агитканского горизонта собраны многочисленные отпечатки палеофлоры и остатки раковин филлопод, а также спорово-пыльцевые комплексы. Как и для нижележащих стратонов вулканогенной толщи, большинство форм (комплексы флоры, остракод, рыб) определяют раннетриасовый возраст вмещающих отложений, и только фауна конхострак датирует его поздней пермью [118].

K-Ar возраст базальтов агитканского горизонта определен в 223–233 млн лет на р. Туру [118] и в 210 ± 7 млн лет на возв. Ихомигдэ [119]. Ввиду неопределенности и недостаточности палеонтологических и геохронологических данных, стратиграфическая типизация описанных разрезов определяется их стратиграфическим положением и вещественным составом, соответствующими кочечумской свите центральных районов Тунгусской синеклизы.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К специфичной фации трапповой (толеит-базальтовой) формации относятся изолированные массивы за пределами лавового поля Центрально-Тунгусской впадины, главным образом в верховьях р. Туру и в бассейнах рек Улахан-Вава и Вава, а также бронирующих платообразные вершины на борту Тунгусской синеклизы – от бассейна р. Ниж. Томба до левобережья р. Лев. Мойерокан. Они отличаются морфологией и характером залегания тел базальтов, а также структурными особенностями пород – резким преобладанием массивных пла-

гиофировых базальтов, образующих невыдержанные по простиранию потоки и покровы, залегающие периклинально с относительно крутыми углами падения (до 3–4°, местами даже до 10–15°), тесной ассоциацией с комплексами долеритовых даек, интерпретируемыми как подводные каналы. На основании перечисленных специфических особенностей рассматриваемых образований, они были выделены В. Г. Черновым [446] в самостоятельную анаунскую свиту, параллелизуемую с вулканитами нидымской и кочечумской свит, но развитую в отдельной фациальной зоне. Наиболее отличительным признаком является высокая степень раскристаллизованности базитов, что наряду с наличием слабых признаков дифференциации (редких маломощных – 0,2–0,3 м – жил габбродолеритов) дало основание при дальнейших обобщениях рассматривать их как субпластовые недифференцированные или слабодифференцированные тела [112, 119, 237, 279], параллелизуемые в современных схемах типизации магматитов с катангским комплексом.

В отличие от основного лавового поля, рассматриваемые массивы залегают с резким, неровным контактом на породах различных стратиграфических уровней – от верхнепермских терригенных отложений до туфолавова средней кочечумской толщи (в районе оз. Морэ). Большая часть тел локализованы в ареале осадочно-вулканокластических и пирокластических отложений корвунчанской серии, но значительное количество массивов распространено вплоть до внешнего борта Тунгусской синеклизы на расстоянии до 230 км от кочечумского лавового поля – от верховьев р. Мойерокан до правобережья р. Ниж. Томба. Все они занимают вершинные поверхности плато с гипсометрическим положением подошвы порядка +600–800 м с тенденцией к более поднятому залеганию в направлении к борту синеклизы. Однако островной характер распространения массивов обусловлен не последующей денудацией, а первичными закономерностями их размещения.

Мощности крупных массивов обычно не более 120–140 м (массивы Анаун, Ихомигдэ, Лаврушка), площадь – до 180 км². Редкие массивы (в частности, на горе Мултакан в междуречье Юнэкэн–Чалбангда) достигают мощности 250 м при средней 140 м [279]. Они сложены двумя-тремя субпластовыми телами плагиофировых базальтов, разделенными резко варьирующими по мощности (до 40–50 м в северо-восточной части массива Анаун) пирокластическими горизонты. В наиболее крупных массивах разнообломочные туфы составляют до 50 % разреза. В основании – нередко прослой тефроидов до 5–6 м, содержащих бомбы базальтов до 60 см в диаметре. Верхнее тело базальтов обычно наиболее мощное (до 50 м), однако, как и остальные тела, по периферии массивов оно часто расщепляется на серию (до семи) маломощных потоков длиной 1–5 км, перекрывающих или срезающих друг друга. Нередко наблюдается центробежное фациальное замещение плагиофировых базальтов афировыми разновидностями; последние, например, в массиве Ларгогды и вовсе преобладают, а в удаленном массиве в междуречье Янгада – Лев. Мойерокан слагают все тело. Впрочем, и в плагиофировых разновидностях фенокристаллы зонального плагиоклаза (An₈₇₋₉₄ – в центре, An₆₀₋₇₁ – на периферии зерен) составляют не более первых процентов объема породы. Среди структур наряду с интерсертально-пойкилоофитовой и офитовой существенную роль играет дендрито-офитовая, свидетельствующая о неравновесных условиях кристаллизации. Помимо ос-

новного вулканического стекла, в мезостазисе (5–30%) часто присутствует кислое стекло, переходящее при раскристаллизации в микрофельзитовый агрегат кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. В кровле нередко отмечены микродолериты с брекчиевидной текстурой за счет угловатых включений 1–15 см размером мелко- и среднезернистых пород из внутренних частей массивов, а также (например, в массивах Лаврушка и Анаун) вмещающих осадочных пород. В отличие от интрузивных долеритов, рассматриваемые массивы практически не имеют экзоконтактовых зон изменения.

В выходах рассматриваемых образований на крайнем северо-востоке (в Вилюйско-Котуйской зоне) субпластовые тела перекрываются серией выклинивающихся маломощных линейных тел (не более 8 м мощностью, обычно 1–3 м), разделенных еще более тонкими линзами туффигов и алевропсаммитовых туфов. Эти базальты, однако, столь же массивные, как и в мощных покровах; миндалекаменные разности практически отсутствуют. Суммарная мощность вулканитов в этих удаленных выходах достигает 200 м.

С большинством массивов, в т. ч. расположенных в десятках километров от сплошного ареала вулканогенной толщи, ассоциируют вулканические центры. Примером может быть крайний северо-западный массив (между реками Лев. Мойерокан и Аптидэ (Янгада)), включающий несколько аппаратов центрального типа, наиболее крупный из которых имеет диаметр 800 м и выполнен грубообломочными литовитрокластическими туфами (с линзами гиалобазальтов) мощностью до 150 м [237].

В петрографическом и петрохимическом аспектах базальты рассматриваемых массивов мало отличаются от однотипных пород нижнекочечумской толщи. В наиболее крупных массивах (например, Мулдакан) иногда появляются полифировые разности. Как клинопироксен, так и оливин в порфириновых выделениях более магнезиальны, чем в основной массе.

По химическому составу субвулканические образования занимают промежуточное положение между базальтами нидымской/кочечумской свит и долеритами катангского комплекса. Однако по ряду параметров, в первую очередь по низкому уровню корреляционных связей петрогенных компонентов, они ближе к примитивным лавам, чем к слабодифференцированным катангским интрузиям.

Аналогия вещественного состава и структурно-текстурных особенностей наряду с тесной ассоциацией с вулканическими центрами и характеристиками залегания и строения разрезов заставляют относить рассмотренные массивы к особой удаленной фации кочечумской эффузивной субформации, а не к интрузиям катангского комплекса, хотя парагенетическая связь между всеми этими образованиями несомненна. В любом случае все эти породы относятся к продуктам раннеэриосового магматизма. Результаты определения абсолютного возраста K-Ar методом субвулканических образований массивов Анаун, Лаврушка и оз. Морэ показали значения 222 ± 8 , 208 ± 7 и 225 ± 8 соответственно [119]. В силу противоречия геологическим данным в качестве возрастных реперов для рассматриваемых пород они не могут быть приняты.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые породы на территории листа Q-48 не вскрыты, однако их развитие под покровом четвертичных отложений в крайней северо-западной части листа в пределах Муруктинской СФЗ, отвечающей одноименной депрессии, предполагается на основании экстраполяции данных, полученных при среднемасштабном картировании на сопредельной площади (лист Q-47-V, VI) [447]. По данным геофизического моделирования, наиболее погруженная часть Муруктинской депрессии, выполненная верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями мощностью не менее 200–250 м, продолжается на территорию листа Q-48. Эти отложения, представленные сероцветными лимническими и аллювиальными осадками, охарактеризованы по данным изучения сопредельной площади, где вскрыты как в обнажениях, так и неглубокими скважинами. Здесь выделены преимущественно глинистая палеогеновая (палеоцен-эоценовая) формация (нижнесидская толща и котуйская свита (P_2kt)) суммарной мощностью до 90 м; обе они весьма близки по литологическому составу [447].

Нижнесидская толща впервые описана как «нерасчлененные верхнемеловые–палеогеновые отложения» при среднемасштабной геологической съемке [447]. Представлена преимущественно светло-серыми и голубовато-серыми горизонтально-слоистыми глинами различного минерального состава с подчиненными прослоями (до 3,5 м мощностью) темно-коричневых до черных литифицированных каолиновых и монтмориллонит-каолиновых глин с многочисленным растительным детритом, древесиной и включениями крошки янтаря, линзами (до 2,7 м) белых и желтовато-коричневых кварцевых песков и единичными пропластками (0,1–0,7 м) алевритов. В верхах разреза залегает пачка (11 м мощностью) светлоокрашенных горизонтально- и волнисто-слоистых (местами с косо́й микрослоистостью) глин с прослоями темных мелко-среднезернистых, слабоалевритовых песков (составляющих до 15 % разреза), а также линз (до 0,1 м) сидеритовых конкреций. На поверхностях напластования нередко наблюдаются знаки ряби.

Вскрытая мощность отложений – 23,5 м, но по геофизическим данным предполагается до 130 м и выше. Стратиграфическое положение определено условно как палеоцен – нижний эоцен ввиду залегания в подошве палинологически охарактеризованных эоценовых отложений.

Котуйская свита (P_2kt). Отложения, выделенные в качестве котуйской свиты, были впервые обнаружены в 1951 г. Н. А. Борщовой, В. В. Ермоловым, Ф. И. Ивановым и В. Е. Савицким в Муруктинской впадине в среднем течении р. Котуй и по единичным образцам, изученным палинологически, и по макрофлоре были датированы мелом–палеогеном. После детального их изучения Л. Л. Исаевой, С. М. Андреевой и другими они были выделены в котуйскую свиту и датированы средним палеогеном [89]. В качестве стратотипа приняты обнажения по берегам р. Котуй в 3–5 км выше устья р. Сиды (территория листа Q-47-V, VI), где отложения свиты представлены чередованием преобладающих тонкослоистых светлых плотных глин и светло-серых, серых мелкозернистых песков. Котуйская свита представлена и подразделена на три пачки. Нижняя пачка (мощностью до 15 м) сложена горизонтально-

слоистыми глинами от светло-голубовато-серых до коричневатого-серых, преимущественно монтмориллонит-каолининовыми, с линзами серых кварцевых и полевошпатово-кварцевых песков, которые могут составлять до 40 % разреза. Средняя пачка состоит из алевритов, переходящих вверх по разрезу в монтмориллонит-гидроалюидные и хлорит-монтмориллонитовые глины. Верхняя пачка состоит из песков и алевритов, переходящих в гидроалюидно-каолининовыи глины.

Мощность котуйской свиты в стратотипе оценивается в 50 м.

Эоценовый возраст описываемых отложений определен по спорово-пыльцевому спектру [33, 89, 113, 447].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения распространены повсеместно, за исключением выходов пород палеозоя и мезозоя на отдельных участках водоразделов и речных долин. На водораздельных возвышенностях четвертичные образования представлены мореной, элювием и десертацией. В предгорных впадинах и речных долинах, кроме указанных выше, присутствуют солифлюкционные, коллювиальные, гляциофлювиальные, озерно-болотные и другие отложения. В разрезах вскрываются (с различной степенью обоснованности) образования нижнего, среднего, верхнего звеньев неоплейстоцена и голоцена.

Толща четвертичных отложений достигает наибольшей мощности в районах развития ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных форм, максимальные мощности отмечаются в Муруктинской котловине на северо-западе территории, где они, по данным скважин на смежном с запада листе [447], достигают 80 м. Значительной мощности четвертичные образования отмечаются и в пределах котловины оз. Сурингда (более 30 м).

В соответствии с районированием региональной стратиграфической схемы Средней Сибири [261], территория листа целиком расположена в пределах Среднесибирской структурно-фациальной области (СФО).

Расчленение отложений квартера на карте четвертичных образований произведено в соответствии с Легендой Анабаро-Вилуйской серии листов, с Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. [261], а также с последующими решениями РМСК и МСК до 2019 г. Основанием для возрастного расчленения рыхлых четвертичных отложений служат палеоклиматические, биостратиграфические, тектонические, геоморфологические признаки и сопоставление их с аналогичными отложениями смежных областей.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

В региональной схеме к нижнему звену относятся отложения талагайкинско-го и лебедского горизонтов. Талагайкинский горизонт соответствует первой–пятой ступеням, лебедский – шестой–восьмой ступеням. Выделяемый на сопредельных территориях аллювий талагайкинско-го горизонта в районе ра-

бот отсутствует. В составе лебедского горизонта выделены таймуринская морена и гляциофлювиальные образования.

Шестая–восьмая ступени

Таймуринская морена (*gl_{tm}*) представлена алевро-глинистым диамиктоном с гальками, гравием и валунами. Стратотип выделен М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой за пределами территории работ на р. Таймура, ниже Большого порога в 40 км выше по течению от ее устья [198].

Морена сохранилась в долинах рек Улахан-Вава, Вавукан, Хорки и Ниж. Томба. Это красно-коричневые и темно-бурые алевриты, глины тяжелые, вязкие, часто льдистые с большим количеством обломочного несортированного материала, представленного валунами и гальками. Форма валунов утюгообразная, брусковидная, овальная. На их поверхности нередко вмятины и шрамы. Среди обломочного материала преобладают местные известняки и доломиты либо долериты. Всюду встречаются (5–7 %) кварц, кремни и редко метаморфические породы Анабарской провинции. Тяжелая фракция мелкозема состоит из ильменита, магнетита, алмандина, пироксена с пиритом, лимонитом, рутилом, хромитом. Внутри моренной толщи иногда отмечаются линзы слаболитифицированных алевритов и глин [384].

К западу от площади листа в пределах Муруктинской котловины ледниковые отложения залегают на глинах палеогена и перекрываются озерными глинами первой–третьей ступеней среднего неоплейстоцена [53].

На сопредельной с севера территории таймуринская морена вскрыта скв. 4 в западной части Аганылийской впадины. Здесь на доломитах старореченской свиты венда залегают светло-серый глинистый диамиктон с валунами, галькой и глыбами [51].

Стратиграфическое положение и геологические соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями, приведенные выше, позволяют условно относить эти отложения к лебедскому горизонту.

Мощность морены – 12–15 м.

Гляциофлювиал (*fl₆₋₈*) имеет крайне ограниченное распространение в южной части территории листа. Отложения представлены галечниками, гравийниками, песками. В верховьях р. Аллара-Юнэкэн они слагают песчаные поля типа зандров.

В долине р. Аллара-Юнэкэн гляциофлювиал представлен буровато-серыми частью ожелезненными галечниками, песчано-алевритистыми гравийниками, песками. В петрографическом составе преобладают туффиты, туфопесчаники (70–80 %), долериты (до 20 %). Пески средне- и мелкозернистые, полимиктовые [435].

Мощность – до 2 м.

Среднее звено

В составе среднего звена выделяются отложения, относящиеся к самаровскому, ширгинскому и тазовскому горизонтам.

Четвертая ступень

Аргасалинская морена (gllar) представлена алевро-глинистым диамиктоном с гальками, щебнем и валунами. Стратотип находится в северной части листа на правом берегу р. Арга-Сала, где аргасалинская морена слагает несколько краевых гряд [198]. Она распространена на большей части территории, залегает в основном на коренных дочетвертичных породах, чехлом облекая склоны и низкие водоразделы. В восточной части листа, в бассейнах рек Арга-Сала и Оленёк (левые притоки) 86–95 % обломков составляют карбонатные породы, 5–10 % – траппы и до 1 % – кварцевые песчаники и гранитоиды, являющиеся руководящими породами Анабарского центра оледенения. На остальной территории преобладают обломки траппов – 70–80 %, транзитные и подстилающие (песчаники, известняки, доломиты, гипс) – 20–25 %. Руководящие породы Путоранской питающей провинции (туфы и сопровождающие известняки с фауной силура) составляют от 1–6 до 10 % [447].

На левом берегу р. Арга-Сала в обн. Т-4040 (№ 1 на карте) в береговом обрыве в 30 м от уреза воды (240 м абс. выс.) морена представлена плохосортированным валунно-галечным материалом с песчано-гравийным заполнителем. Обломочный материал преимущественно средней, реже плохой степени окатанности. Обломки представлены известняками, доломитами, реже песчаниками, крайне редко встречаются окатанные гальки долеритов. Общая мощность разреза – 12 м.

В долине р. Оленёк ледниковые отложения развиты на склонах в виде чехла мощностью до 15 м [404]. Они представлены красно-коричневыми, буровато-коричневыми, буровато-серыми алевритами с гравием, щебнем, гальками и валунами. Обломочный материал распределен хаотически. Валун и гальки различной степени окатанности, часто утюгообразной формы с пришлифованными гранями. В долине р. Оленёк в морене господствуют карбонатные породы, а долериты занимают подчиненное положение. Редко отмечаются единичные гальки гранитогнейсов и кристаллических сланцев.

В скв. 4/78 (№ 9 на карте), пробуренной на междуречье Укрусная–Гонгдакан, морена вскрыта в интервале абсолютных высот 480,3–464,5. Она с резким и четким контактом залегает на алевритах потокойской свиты перми. Представлена темно-серым, зеленовато-серым алевро-глинистым диамиктоном с включениями гравия, щебня, гальки и валунов [447].

К аргасалинской морене отнесена 10-метровая пачка алевритистых глин с галькой и гравием (до 20 %), вскрытая скв. 2 у небольшого озера на междуречье рек Дягдакта и Вава (№ 12 на карте) [446]. Ледниковая толща пройдена в диапазоне абсолютных отметок 564,7–554,2 м, залегает на долеритах котуйского комплекса, перекрывается озерно-палюстринными отложениями.

В зоне краевых ледниковых образований абляционная морена перекрывает вершины камов и озв, образует невысокие (до 3–4 м) грядки. Представлена преимущественно алевритами и глинистыми алевритами с гравием, песками желто-коричневого, коричневого и палевого цветов. Крупные обломки составляют визуально до 60–70 % объема породы. Мощность – 2,5–4 м.

Мощность морены – до 16 м.

Г л я ц и о ф л ю в и а л (fl_4) представлен песками серыми, палевыми, коричневыми разнозернистыми с включением гравия, гальки, реже мелких валунов, галечниками с прослоями (0,3–0,4 м) и линзами песков, развит ограниченно, распространен в долинах стока ледниковых вод. Залегают либо на коренных дочетвертичных породах, либо на аргасалинской морене. В перигляциальной зоне слагает гляциофлювиальные террасы, прилегающие к конечно-моренным грядам с дистальной стороны. Гляциофлювиальные отложения по петрографо-минеральному составу соответствуют таковому морены.

На левом берегу р. Туру в сквозной широкой долине, расположенной на относительной высоте 60 м (абс. отм. – 280 м) (№ 13 на карте), горными работами вскрыты галечники и гравийники с песчаным заполнителем, прослоями песков и алевритов. Галька и гравий представлены в основном траппами, обломочный материал преимущественно угловатый, плохой степени окатанности. Слоистость косая параллельная, падение косых серий к югу – 10–15° [446].

В бассейнах рек Ниж. Томба и Верх. Томба гляциофлювиал представлен гравийно-галечными отложениями с прослоями и линзами песка, в ряде разрезов отмечается значительное содержание валунного материала. Отложения, как правило, слабглинистые [12, 404].

Мощность – до 15 м.

Г л я ц и о л и м н и й ($lgll_4$) представлен глинистыми песками серо-коричневых тонов, алевритами, глинами с включениями галек и гравия. Слоистость параллельная. Озерно-ледниковые отложения выполняют днища приледниковых и внутриледниковых подпрудных бассейнов и залегают на аргасалинской морене или на дочетвертичных породах.

В качестве опорного разреза предлагается принимать отложения, выполняющие днище широкой впадины в верховье р. Верх. Вилюйкан (абс. выс. – 460–480 м) (№ 7 на карте). Подошва не вскрыта, но предполагается, что рассматриваемые отложения залегают на аргасалинской морене. Здесь гляциолимний сложен глинами алевритовыми и песками мелкозернистыми сильноглинистыми серого и коричневого цвета с параллельной слоистостью. Вскрытая мощность – 3,5 м. В глинах и песках обнаружена пыльца карликовой березки, ивы, осок, вереска, споры мхов, характерные, по заключению М. В. Никольской, для перигляциальной растительности [447].

С отложениями связаны месторождения глин кирпичных.

Мощность – до 12 м.

Пятая ступень

Л и м н и й (ll_5) представлен глинами, алевритами, песками, диатомитами. Стратотип лимния не выделен, в качестве опорного разреза предлагается принять разрез скв. 2 (№ 10 на карте), расположенной в северной части оз. Сурунга.

На территории листа отложения распространены в долине р. Ленко и в котловине оз. Сурунга. Залегают с размывом на аргасалинской морене или с постепенным переходом на озерно-ледниковых отложениях четвертой ступени, перекрывается муруктинскими ледниковыми образованиями, лимнием и палеолитом верхнего неоплейстоцена – голоцена.

В верховьях р. Ленко озерные отложения залегают с постепенным переходом на озерно-ледниковых глинах самаровского горизонта. Представлены алеврито-глинистыми отложениями с рассеянной примесью диатомита, линзами торфа и обломками древесины. Спорово-пыльцевой спектр свидетельствует о господстве таежной растительности с преобладанием ели, большим количеством пихты, лиственницы с примесью сосны и березы [384].

В районе оз. Сурингда в скв. 2 (№ 10 на карте) озерные отложения представлены алевритами, глинами, песками, гравийниками и диатомитами. Нижняя часть озерной толщи состоит из диатомовых глин голубовато-серого, серого и зеленовато-серого цветов, содержащих слой (11 м) диатомитов, вверху серых и светло-серых, ниже буровато- и желтовато-серых слабопесчанистых с линзочками льда и единичными мелкими гальками траппов. Общая мощность озерной толщи – 17,7 м. Залегает с размывом на аргасалинской морене (2,9 м) [119, 446].

Верхняя часть озерной толщи (17–18 м), вскрытая на левобережье р. Вилюй к северо-востоку от оз. Сурингда, представлена алевритами буровато-серыми, темно-коричневыми и песками серыми разнотернистыми полимиктовыми с прослоями гравия и единичными гальками траппов [119, 446].

Озерные отложения содержат большой комплекс пресноводных диатомовых водорослей. По данным диатомового анализа, проведенного М. Н. Суворовой, диатомовая флора преимущественно бореальная, холодолюбивые формы встречаются только в самых верхах разреза. Климатические условия накопления озерной толщи близки к современным. На это же указывает состав спорово-пыльцевых комплексов, выделенных из озерных отложений оз. Сурингда. Наряду со спорами мхов, плаунов таежных видов и с пылью трав ксерофитов присутствует, а в отдельных случаях преобладает пыльца сосны, ели, березы, лиственницы, ольхи [119, 446].

На западном берегу оз. Неконгдакон озерные осадки сложены алевритами темно-коричневыми, насыщенными растительным детритом с мелкими гальками базальтов и долеритов (до 3 %) и песчаными глинами сине-зеленого цвета. Мощность отложений – до 5 м [19].

К западу от площади листа в пределах Муруктинской котловины лимний пятой ступени вскрыт несколькими скважинами. Озерные отложения представлены глинами серыми и коричневыми с ленточной слоистостью, в верхней части – алевритами и глинистыми песками мелкозернистыми гумусированными с включениями растительного детрита. Степень карбонатности глин в котловине – 0,49–2,09 %. Вскрытая мощность озерных отложений достигает 55 м [447].

Мощность – более 35 м.

С отложениями связаны проявления диатомитов.

Шестая ступень

Отложения муруктинского ледникового комплекса выделены М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой на Среднесибирском плоскогорье в 1980 г. [14]. К нему относятся ледниковые и водно-ледниковые образования, распространенные в северо-западной части территории на склонах Муруктинской котловины. Граница максимального распространения оледенения по краевым

образованиям проходит вдоль долины р. Мойеро на участке ее меридионального течения и далее на запад к ее верховьям. Более поздняя стадия фиксируется поясом конечных морен, окаймляющим центральную часть Муруктинской котловины.

Муруктинская морена (*gllmr*) представлена глинистым и песчаным диамиктоном с включениями валунов, отломов, гальки, щебня и гравия. Залегает на склонах и водоразделах, вскрывается реками Котуй, Мойеро и их притоками в основании разрезов террас и нижней части склонов, а также скважинами в Муруктинской котловине (за пределами территории работ, на листе Q-47). Залегает со сложными гляциодинамическими контактами на более древних четвертичных отложениях, а также на коренных породах [53].

Стратотип морены находится к западу от площади листа на левом берегу р. Котуй. В разрезе скв. 4, пробуренной у основания опорного обнажения Чангадский Яр, вскрыт темно-серый песчано-алевро-глинистый диамиктон с включениями гравия, щебня, гальки и валунов. Галька плохо окатана. Контакты с подстилающими и перекрывающими породами четкие, резкие [14].

По сравнению с аргасалинской мореной здесь больше валунов и галек, которые представлены преимущественно долеритами с примесью местных осадочных пород. Крупнообломочный материал составляет от 2–5 до 8–10%. Валуны имеют брусковидную, эллипсоидальную, утюгообразную форму, часто с бороздами и шрамами. Гальки плохоокатанные.

Состав, текстурные особенности, стратиграфическое положение, пространственное распространение позволяют отнести описанный диамиктон к ледниковым образованиям шестой ступени среднего неоплейстоцена.

Мощность – до 60 м.

Гляциофлювиал (*fl₆*) сложен кослоистыми разномерными песками, гравийниками и галечниками, с прослоями и линзами глинистых песков и алевритов. Слагает озовые гряды в краевой зоне оледенения, а также долинные зандры. Он залегает на дочетвертичных породах, на аргасалинской и муруктинской моренах.

Восточнее полосы краевых моренных гряд муруктинского оледенения отмечаются гляциофлювиальные отложения зандрового типа, представленные преимущественно среднезернистыми песками с гальками и гравием.

Стратотип для гляциофлювиала шестой ступени не выделен, в качестве опорного разреза предлагается принять разрез, описанный авторами настоящей записки на левом берегу р. Мойеро.

На левом берегу р. Мойеро в обн. К-5002 (№ 6 на карте) в 800 м от устья р. Хаикта в обрыве высотой 15 м (абс. отм. – 420 м) над диамиктоном аргасалинской морены (видимая мощность 2 м) вскрываются темно-серые грубозернистые и гравийные пески с плохо выраженной параллельной слоистостью в основании разреза и косыми сериями в верхней части толщи. Мощность отдельных прослоев – 5–40 см. На высоте 4,5 м от уреза воды мощности гравийных песков увеличиваются, в прослоях гравийных песков появляются гальки карбонатов (до 3 см в диаметре). Мощность косых серий составляет около 0,2–0,5 м, падение косых серий в южном направлении. На высоте 8,5 м от уреза воды грубозернистые пески с гравием сменяются коричневатой

серыми алевритистыми песками с тонкой параллельной слоистостью. Общая мощность вскрытых отложений – 13 м.

Из нижней части разреза в лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» получены четыре абсолютные даты методом ОСЛ: 103 ± 17 (RGI-0245), > 107 (RGI-0246), 160 ± 20 (RGI-0247), 103 ± 10 (RGI-0245) тыс. лет. Результаты датирования позволяют отнести описанный гляциофлювиал долины р. Мойеро ко времени завершающейся фазы стока ледниковых вод.

На р. Дюкар, правом притоке р. Мойеро, в обн. К-5001 (№ 8 на карте) гляциофлювиал представлен косослоистыми разнотекстурными песками, гравийниками и галечниками. Галька плохо сортирована, диаметром от 1 до 5 см, средне окатана. Галечник плохо промыт, гальки в песчано-алевритистом заполнителе. Мощность отложений – 5 м. Слагает долинный зандр.

По составу обломочного материала гляциофлювиальные отложения не отличаются от морены.

Мощность – до 35 м.

Гляциолимний (lgll₆) приледниковых и внутриледниковых озер широко распространен в северо-западной части листа. Представлен глинистыми песками, алевритами и глинами. Он заполняет днища многочисленных заболоченных котловин и слагает цоколи низких террас р. Мойеро и ее притоков, залегает на дочетвертичных породах, аргасалинской и муруктинской моренах.

В качестве опорного разреза предлагается выбрать обнажение, расположенное на правом берегу р. Сурингда (№ 4 на карте). В обрыве высотой 8 м гляциолимний слагает нижнюю часть разреза мощностью 5,6 м. Гляциолимний сложен глинами коричневыми алевро-песчаными с прослоями желтовато-серой глины, в верхней части разреза – темно-серые глинистые пески с включениями гальки карбонатных пород. Пески переполнены включениями растительного детрита (куски древесины, ветки, кора), из которого получена дата $47\,600 \pm 1000$ лет (ГИН-1900). В нижней части разреза в глинах на глубине 4,4–4,9 м обнаружен ствол древесины (диаметр 25 см), возраст которой более 52 000 лет (ГИН-1901) [447].

На р. Мойеро в обн. К-5004 (№ 3 на карте) на абсолютных отметках 360–370 м отложения представлены серыми, темно-серыми тонкозернистыми и мелкозернистыми песками с глинистыми примазками коричневого цвета. Слоистость слабовыраженная, волнистая, параллельная. Видимая мощность – более 5 м.

Мощность – более 6 м.

Верхнее звено

Представлено аллювием нерасчлененных казанцевского и муруктинского горизонтов (первая–вторая ступени), аллювием каргинского горизонта (третья ступень) и чангадским лимнием казанцевского–каргинского горизонтов (первая–третья ступени).

Первая–третья ступени

Чангадский лимний (llllch). Впервые предложен в качестве стратогена Д. В. Назаровым [53]. М. А. Бардеева [13] относила эту толщу к каргин-

скому горизонту и интерпретировала как озерные отложения, залегающие на кровле ледниковых верхнемуруктинских образований.

Стратотип выделен к западу от площади листа на левом берегу р. Котуй в 27 км выше по течению от устья левого притока р. Чангада (разрез Чангадский Яр, точка 7180) [53]. Здесь лимний залегаёт на алевро-глинистых ритмитах среднеплейстоценового кресбиранского гляциолимния. Разрез представлен в нижней части песчано-алевритово-глинистой толщей, в верхней – наблюдаются глинисто-алевритистые ритмиты с прослоями тонкозернистых песков. Из песчаных прослоев на высоте 6 и 7 м от подошвы толщи были получены ОСЛ-даты: $71,0 \pm 4,2$ и $56,9 \pm 3,4$ тыс. лет соответственно. Состав диатомового комплекса, отобранного из центральной части разреза, по мнению Г. В. Степановой, отражает условия формирования отложений, характерные для прибрежной части относительно тепловодного (со среднегодовой температурой выше $+10\text{ }^\circ\text{C}$) озерного (речного?) водоема со слабощелочной реакцией воды [53].

На территории листа отложения вскрываются в цоколях озерных и речных террас и нижних частях склонов рек Котуй, Еромохон, в верховьях р. Сида. Лимний залегаёт на алевро-глинистых ритмитах среднеплейстоценового гляциолимния, переход между толщами постепенный.

Опорный разрез чангадского лимния расположен на правом берегу р. Сурингда (№ 4 на карте). В обрыве высотой 8 м озерные отложения слагают верхнюю часть разреза мощностью 2,4 м. Лимний сложен глинами темно-серыми и коричневыми песчаными, гумусированными с включениями растительного детрита, с единичными включениями гравия и гальки. Из растительного детрита, отобранного М. А. Бардеевой, получена следующая дата – $29\,900 \pm 500$ лет (ГИН-1899). Залегают отложения с плавным переходом на гляциолимнии шестой ступени [447].

В пределах муруктинской котловины в некоторых разрезах сохранилась озеро-болотная фация (до 0,5–0,6 м) – спрессованный торф с линзами глин, переполненный стволами деревьев, ветками, сучьями. Породы часто содержат растительный детрит и обильную пыльцу древесных пород (сосна, ель, лиственница, режа пихта, кедр) и кустарников (береза, ольховник), много пыльцы осок, злаков, верескоцветных, спор папоротников и мхов. Встречаются хвоя и семена лиственницы, ели, листья березы и различных трав (голубика, багульник, водяника, пахта, осока). Из этих отложений известна пресноводная в основном тепловодная четвертичная диатомовая флора, характерная для озерных водоемов с заболоченными берегами [447].

Стратиграфическое положение, палеонтологические характеристики и ОСЛ-даты позволяют отнести чангадский лимний к первой–третьей ступеням верхнего неоплейстоцена.

Мощность чангадского лимния – до 36 м.

Первая–вторая ступени

Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}_{1-2}$) встречается в долинах рек Виллой, Пирда, Ейка, Ниж. Тунгуска и некоторых их притоков и развит на очень ограниченных участках.

Аллювий третьей террасы р. Виллой по периферии котловины оз. Сурингда содержит большое количество обломочного материала и на отдельных участках представлен галечниками и гравийниками с грубозернистым песчаным заполнителем, связано это с резкой сменой транспортирующей способности рек, впадающих в обширную котловину, размывающих подстилающую аргасалинскую морену, обогащенную обломочным материалом.

На левом берегу р. Виллой в 1,6 км ниже устья р. Сред. Виллойкан (№ 11 на карте) вскрыта верхняя часть разреза третьей надпойменной террасы. Высота террасы составляет 45–50 м. Вверх по разрезу, в интервале высот от 0,0 до 4,3 м вскрываются грубозернистые пески, галечники и гравийники с валунами долеритов (до 0,2 м). В верхней части этой пачки на высоте 2,8 м выделяется прослой песков мощностью до 10 см с углефицированными остатками. Средняя часть толщи (4,3–5,3 м) представлена среднезернистыми песками, слабогравийными (до 15 %) с единичными круглыми гальками долеритов. Вверх по разрезу среднезернистые пески сменяются песками галечно-гравийными, глинистыми с единичными валунами долеритов (инт. – 5,3–5,6 м). Венчают разрез алевритистые пески с галькой и единичными валунами до 50 см в диаметре. Общая вскрытая мощность разреза – 9,3 м. Петрографический состав обломочного материала во всех слоях разреза одинаков: это траппы (90 %), роговики, песчаники, туфы, единичные зерна кварца, пестроокрашенных кремней и черных роговиков [446].

На р. Пирда третья терраса высотой 20–25 м – цокольная. Мощность аллювия – 14 м. Пойменная часть (5 м) представлена глинистыми песками и алевритами; русловая (9 м) – параллельно слоистыми галечниками с гравием и валунами. Гальки и валуны хорошо окатаны, представлены траппами и туфами.

Аллювий террасы рек Ейка и Улахан-Вава несколько отличен. Он сверху вниз представлен песками буровато-желтыми глинистыми (2 м), алевритами желтовато-серыми косо- и горизонтально-слоистыми (4,2 м) и гравием с прослоями песка и галечника (3,8 м). Спорово-пыльцевой спектр из средней части аллювиальных отложений характеризует лиственнично-елово-сосновую тайгу [384].

Мощность – до 17 м.

Третья ступень

Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2\text{III}_3$) развит в долинах рек Оленёк, Виллой, Пирда, Сиды и других в виде отдельных фрагментов и представлен галечниками, гравийниками с редкими валунами, песками, алевритами песчаными, торфом, с клиньями повторно-жильного льда. Аллювий часто характеризуется двучленным строением: нижняя часть – гравийно-галечная, верхняя – песчано-алевритистая.

На правом берегу р. Сиды (№ 5 на карте) в береговом обрыве 3 м в разрезе вскрываются пески коричневатые-серые мелко-среднезернистые с растительным детритом, гумусированные, вверху косослоистые, озелененные с галькой, внизу – с линзами глины песчаной темно-серой и гравия разнозернистого. Галька (1–5 см) средней степени окатанности, состав: траппы – 44 %, пес-

чаники – 46,4 %, алевролиты и аргиллиты – 2,4 %, туфы и туфопесчаники – 7,2 %. Контакт с подстилающими глинами чангадского лимния четкий, резкий, волнистый с базальным горизонтом (0,05 м) [447].

На р. Оленёк высота террасы – 6–8 м. Аллювий залегает на цоколе из коренных пород или на аргасалинской морене. Пойменная фация аллювия (2–3 м) представлена алевролитами с линзовидными прослоями песков и гравия. Русловая фация (3–5 м) сложена песчано-гравийно-галечными отложениями с редкими валунами. Количество галек увеличивается сверху вниз по разрезу. Гальки уплощенные, состоят преимущественно (90 %) из карбонатных пород с примесью долеритов, кремней, кварцитов. В пойменной части аллювия содержатся споры зеленых и сфагновых мхов, пыльца луговых и степных трав, ксерофитов, древесных хвойных (сосна, ель, лиственница) [404].

Аллювий второй надпойменной террасы р. Вилой мощностью 10–12 м представлен алевролитами и тонкозернистыми песками, вниз сменяющимися галечниками с песчано-гравийным заполнителем. Среди галек резко преобладают долериты (70 %), присутствуют песчаники, туфы, роговики, кварциты, кремни. Мощность – 5–6 м. В верхней части аллювия содержатся спорово-пыльцевые комплексы, состоящие из пыльцы березы (основной фон), сосны, лиственницы, осоковых, спор зеленых и сфагновых мхов [404].

На реках Пирда и Ейка аллювий второй террасы мощностью 12–15 м имеет схожее строение.

Мощность – до 15 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Лимний и палюстрий (l,plll₄-H) распространены в пределах днищ озерных котловин и долинообразных понижений в истоках водотоков, где имеются обширные безлесные понижения. Они залегают на озерно-ледниковых, ледниковых, озерных отложениях, реже на дочетвертичных породах. В верхней части разрез представлен торфами или торфяно-илистым материалом с остатками древесины, в нижней части разреза – диатомиты, глины, обычно льдистые голубовато-серые с прослойками разложившегося растительного детрита и диатомовой флорой, представленной болотными формами.

Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются в нижней части разреза преобладанием спор – 65–84 % (зеленые мхи – 71,0–75,5 %, меньше – сфагновые мхи и кочедыжниковые папоротники), пыльцы древесно-кустарниковых – 10,4–18,3 % (береза, сосна, ель), пыльцы недревесных – 5,6–14,3 % (верескоцветных, полыни, осоковых и злаков). Спектры относительно «холодные», соответствуют лесотундровой растительности позднего неоплейстоцена. В верхней части разрезов для отложений также свойственно преобладание спор (52 %), где превалируют зеленые и сфагновые мхи и кочедыжниковые. Пыльца древесно-кустарниковых растений (26 %) представлена березой (55 %), елью (26 %), реже лиственницей и сосной. Среди недревесных господствуют осоки. По заключению Л. А. Ляшкевич, эти спектры характеризуют голоценовую растительность. Отложения находятся в стадии формирования. Возраст на основании спорово-пыльцевых спектров и геоморфологических

данных принимается как четвертая ступень верхнего звена неоплейстоцена – голоцен [210].

Шлихо-минералогическая ассоциация лимно-палюстринных отложений характеризуется повышенным содержанием лимонита и других окислов железа [415].

С отложениями связаны проявления диатомитов.

Мощность – до 5 м.

Аллювий первой надпойменной террасы ($\alpha^1_{III_4-N}$) распространен практически на всех крупных водотоках, представлен песками, алевритами, галечниками, гравийниками, торфом. Терраса аккумулятивная, реже эрозионно-аккумулятивная. Аллювий часто имеет двучленное строение, выделяются русловая и пойменная фации. Переход между пойменной и русловой частями постепенный или резкий.

На р. Оленёк, в среднем течении р. Мойеро и на их притоках в обломочном материале преобладают карбонатные породы нижнего палеозоя, на реках бассейнов Ниж. Тунгуски и Вилюя – долериты.

На р. Оленёк в обн. Т-4025 (№ 2 на карте) отложения первой надпойменной террасы представлены темно-серыми хорошо промытыми, сыпучими грубозернистыми песками с гравием карбонатных пород (до 20 %). В верхней части разреза грубозернистые пески сменяются на среднезернистые, доля гравийного материала уменьшается до 2–5 %. Слоистость косая, параллельная. Из песков верхней части методом ОСЛ получен возраст 15 ± 3 тыс. лет (RGI-0654).

На р. Арга-Сала первая надпойменная аккумулятивная терраса высотой 3–4 м. На левом берегу, напротив устья р. Ерниковая она сложена песчанистыми алевритами, содержащими маломощные, в несколько сантиметров, прослойки глин и торфа. По правому берегу, выше устья р. Моленокан, эта же терраса песчано-галечного состава. Гальки представлены известняками и имеют хорошую окатанность.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из отложений первой надпойменной террасы в бассейне р. Вилюй [404], характеризуется преобладанием пыльцы древесно-кустарниковых растений (22,5–41,6 %) с преобладанием пыльцы кустарниковых берез над пыльцой хвойных. Группа недревесных растений составляет 17,1–30,1 % с доминированием осоковых. Подобные спектры характерны для позднего неоплейстоцена (четвертая ступень).

В долине р. Котуй, в пределах Муруктинской котловины терраса сложена песками, алевритами, с параллельной слоистостью. Мощность отложений – до 8 м. На сопредельной с запада территории из русловой фации аллювия по растительному детриту получена ^{14}C дата $10\ 600 \pm 400$ лет, из пойменной фации – $10\ 160 \pm 160$ лет [53].

Таким образом, по комплексу данных возраст аллювия первой надпойменной террасы принимается как четвертая ступень позднего неоплейстоцена – голоцен.

Мощность – до 8 м.

ГОЛОЦЕН

Аллювий высокой, низкой пойм и русла (dH) имеет широкое развитие в долинах почти всех водотоков территории. Представлен валунниками, галечниками, гравийниками, песками, алевритами, глинами, торфом.

Аллювиальные отложения слагают высокую (отн. выс. – 4–10 м) и низкую (отн. выс. – 1–3 м) эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные пойменные террасы, косы, выстилают русла рек.

Высокая пойма имеет двухчленное строение. Нижняя часть (русовая фацция) характеризуется однообразными песчано-галечно-гравийными отложениями с редкими валунами в основании разреза, верхняя (пойменная фацция) – алевритами, глинами с включением остатков полусгнившей древесины и редкими гальками долеритов. Мощность аллювия высокой поймы для крупных рек колеблется в пределах 3–6 м.

Аллювий низкой поймы представлен песчано-галечными образованиями с примесью глин, иногда в верхней части присутствуют прослойки торфов, илов. Крупность материала уменьшается снизу вверх и в этом же направлении увеличивается глинистость и заиленность речных осадков. Мощность отложений низкой поймы – до 3 м.

Современные русловые отложения развиты повсеместно в руслах всех рек и временных водотоков. Они слагают многочисленные косы, отмели, днища русел. Значительные по протяженности и по площади косы отмечаются на более крупных реках, таких как Оленёк, Мойеро, Виллой и др.

Русловые отложения представлены мелко- и крупнообломочным материалом, характеризуются выдержанностью гранулометрического состава по площади [404]. Петрографический состав грубообломочного материала определяется составом пород, которые они размывают. В долинах рек Мойеро и Оленёк, где развиты карбонатные породы кембрия и ордовика, гальки руслового аллювия представлены в основном известняками (75 %), реже доломитами (24 %), и совсем незначительно долеритами (до 1 %). В бассейнах рек Виллой, Ниж. Тунгуска, где широко развит трапповый комплекс, содержание галек долеритов может достигать 100 %. Мощность руслового аллювия – до 2–3 м.

Голоценовый аллювий вмещает россыпепроявления алмазов и месторождения глин кирпичных.

Общая мощность аллювия – до 12 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Нерасчлененные отложения квартера покрывают всю территорию листа маломощным сплошным чехлом. Состав их полностью зависит от характера подстилающих пород.

Делювий и солифлюксий (d,s) представлены алевритисто-глинистым материалом с примесью щебня и дресвы. Широко развиты на пологих склонах, в днищах небольших долин. Они опознаются по широкому развитию делей, солифлюкционных террас и оплывин. Отмечается грубая слоистость.

Мощность – до 6 м.

Элювий и десерпций (e,dr) представлены крупноглыбовыми и щебенчато-глыбовыми отложениями со значительным содержанием алевритисто-глинистого материала. Выделены на плоских субгоризонтальных и пологих (до 5°) участках междолинных пространств. Состав этих отложений полностью зависит от пород коренного субстрата. К ним отнесены курумы, «каменные моря».

Мощность – до 4 м.

Коллювий и десерпций (c,dr) – щебеночники, глыбники, дресвяники, алевриты, иногда с гальками и гравием. Формируется на участках наиболее расчлененного рельефа – крутые склоны долин и, в особенности, их подножия.

Мощность – до 10 м.

Коллювий (c) представлен глыбниками, щебеночниками, дресвяниками, валунниками, иногда с алевритами, гальками. Приурочен к участкам наиболее расчлененного рельефа с крутыми обвальными осыпными склонами.

Мощность – до 10 м.

Делювий и десерпций (d,dr) представлен глыбниками, щебеночниками, дресвяниками, алевритами и глинами, иногда щебнисто-дресвяными. Отложения приурочены к нижним частям пологих склонов.

Мощность – до 4 м.

Элювий (e) представлен алевритами, часто с дресвой, щебнем и глыбами подстилающих пород, глинами и песками. Элювий занимает плоские водораздельные пространства и седловины между возвышенностями. Гранулометрический состав, мощность и характер разреза элювиального слоя зависят от состава разрушаемых пород и геокриологических условий местности. В полях развития траппов он часто представлен буровато-коричневыми глинистыми алевритами с обломками, щебнем и дресвой долеритов, реже глыбами. На карбонатах – щебнем, дресвой известняков, мергелей, доломитов, глинами и песками.

Мощность элювия – до 5 м.

В пределах листа широко развиты пролювиальные отложения временных водотоков, не выражающиеся в масштабе карты. Представлены алевритами глинистыми щебнисто-дресвяными, алевритами песчаными, глинами, песками, иногда с гравием и гальками. Врезаны в аллювиальные образования первой, второй и третьей надпойменных террас, налегают на аллювиальные, озерные и болотные образования. Мощности – до 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Северо-восточная периферия Тунгусской синеклизы, в пределах которой расположена территория листа Q-48, отличается интенсивным проявлением интрузивного магматизма. Последний характеризуется, во-первых, исключительно узким временным интервалом проявления – ранним триасом, во-вторых, однородностью состава, что позволяет рассматривать все интрузивные образования в составе одной – долеритовой (базальт-долеритовой [133]) – магматической формации. Становление многочисленных гипабиссальных интрузивных тел является одним из проявлений вспышки магматизма на Сибирской платформе в начале триаса, в результате которой сформировалась Среднесибирская трапповая провинция, включающая мощную плато-базальтовую толщу и комагматичные субпластовые и секущие тела, преимущественно в подстилающих вулканиты верхнепалеозойских терригенных отложениях.

подавляющее большинство интрузий локализовано на склоне Тунгусской синеклизы, где они образуют Вилюйский (Вилюйско-Котуйский) пояс интрузий [130], связанный с раннемезозойской активизацией систем разломов северо-западного направления. Наиболее насыщены интрузиями верхнепалеозойские терригенные отложения, разрезы которых на 30–50 % состоят из внедрившихся тел долеритов. Здесь резко преобладают субпластовые, часто многоярусные тела. В преимущественно карбонатных нижне- и среднепалеозойских формациях количество раннетриасовых интрузий существенно меньше, при этом доминируют секущие тела. Наименьшее число интрузивных тел локализовано в собственно вулканогенной толще. Интрузии в эффузивах весьма редки и представлены в основном дайками различной протяженности и мощности, прорывающими нидымскую и низы кочечумской свиты и интерпретируемыми как подводящие каналы к той или иной части лавового разреза. Картирование их затруднено сходством внешнего облика долеритов и базальтов, незначительными контактовыми изменениями. Относительно уверенно они выявляются лишь при пересечении границы лавовой и существенно туфогенной части разреза, как, например, одна из наиболее крупных (около 100 м мощностью) даек на северном уступе возв. Сурингдаурэн, прорывающая верхи корвунчанской серии, полностью весь разрез нидымской и низы кочечумской свит.

Проблемы типизации базитов Тунгусской синеклизы в целом и Вилюйского пояса интрузий в частности детально рассматривались такими исследователями, как М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. И. Полунина, А. П. Лебедев,

А. М. Виленский и многие другие. Традиционные представления о последовательности магматической деятельности при становлении трапповой формации в пределах Сибирской платформы предполагали выделение пяти фаз внедрения, в рамках каждой из которых выделялись различные комплексы [42, 122, 130, 131 и др.]. Различные типы интрузий, выделенные по минеральному и химическому составу, степени дифференцированности, рудоносности, особенностям внутреннего строения и залегания и представляющие собой фациальные типы дифференциации базальтовых расплавов, отвечают какой-либо из фаз.

Предельно узкий возрастной диапазон формирования всего спектра базитовых интрузий вносит полную неопределенность в вопросы их расчленения, корреляции и последовательности формирования. Прецизионных изотопно-геохимических данных для всех известных в районе ассоциаций основных интрузивных пород явно недостаточно. В связи с этим формационная типизация интрузивных комплексов в пределах исследуемой территории, как и в пределах всей Сибирской платформы, остается дискуссионной. При среднемасштабном картировании на рассматриваемой территории многочисленные гипабиссальные тела рассматривались в рамках весьма сложной схемы расчленения и типизации. Как правило, выделялись четыре фазы внедрения: две ранние условно относились к раннему триасу, третья – к рубежу раннего и среднего триаса, заключительная – к среднему триасу; достоверные радиологические определения возраста отсутствовали [19, 28, 64, 66, 112, 118, 119, 183, 184, 237, 279, 404, 446, 447]. Возрастная последовательность интрузивных тел определялась на основании их локальных взаимоотношений, часто по данным дешифрирования аэрофотоснимков. В каждой из фаз выделялись интрузии:

- недифференцированные и слабодифференцированные;
- дифференцированные;
- многократные.

Различие между однотипными по строению интрузиями разных фаз являлось весьма условным.

В настоящей работе в соответствии с серийной легендой [374] типизация интрузивных образований проводится по принципу выделения магматических комплексов, в качестве критериев для которых принята совокупность таких факторов, как морфология и внутреннее строение, особенности минерального и химического состава, степень, характер и тип дифференциации, структурные и текстурные особенности, степень рудоносности, метасоматические изменения вмещающих пород, горизонт внедрения, палеомагнитные свойства. Интрузивные образования в пределах площади листа Q-48 отнесены к пяти интрузивным комплексам, а с учетом результатов петрографо-минералогических и изотопных исследований отдельных интрузий и их групп, сопоставления их с однотипными интрузивными образованиями на смежных территориях, занимающими определенное положение в разрезах осадочных толщ и в локальных тектонических структурах, намечена принципиальная возрастная последовательность их образования. Соответственно, от древних к молодым выделяются *катангский*, *кузьмовский*, *олёнёк-велингинский*, *тычанский* и *агатский* комплексы. Большинство из них выделены еще М. Л. Лурье,

В. Л. Масайтисом и Л. А. Полуниной [122]. Петротип оленёк-велингнинского комплекса обоснован М. С. Машаком с соавторами по материалам исследования интрузий долеритов на Вилюй-Оленёкском водоразделе [385]. В классической схеме М. Л. Лурье и др. [122] первый из перечисленных комплексов относится к третьей, последний – к пятой, остальные – к четвертой фазе внедрения. Наибольшим распространением пользуются недифференцированные и слабодифференцированные интрузии катангского комплекса, составляющие более 90 % объема интрузивного магматизма рассматриваемой территории.

В Легенде Анабаро-Вилюйской СЛ ГК-1000/3 на данной территории также выделялся по литературным источникам [170] амовский комплекс, к которому были отнесены развитые на Вилюй-Моркокинском водоразделе единичные интрузии долеритов с порфиrowыми вкрапленниками основного плагиоклаза. По результатам проведенных исследований эти интрузии отнесены к катангскому комплексу. Согласно принятому структурно-формационному районированию, катангский и агатский комплексы развиты во всех структурно-формационных зонах Анабаро-Тунгусской СФО, кузьмовский – за исключением Анабарской СФЗ, тычанский – в Маймеча-Вилюйской и Вилюйско-Котуйской СФЗ, оленёк-велингнинский – исключительно в Вилюйско-Котуйской СФЗ.

При среднемасштабной геологической съемке [19, 28, 64, 66, 112, 118, 119, 183, 184, 237, 279, 296, 404, 446, 447], а также при локальных поисковых [385, 387] и тематических работах [25, 130] интрузивные образования региона были охарактеризованы значительным количеством (более 500) химических анализов с определением петрогенных элементов. Сведенные и обобщенные результаты этих исследований представлены в табл. 3 с целью петрохимической характеристики отдельных разновидностей пород и сложенных ими интрузивных формаций. В рамках настоящей работы для районов наибольшей концентрации интрузивных тел в пределах Вилюйско-Котуйской зоны проведены дополнительные исследования магматических пород с целью изучения их геохимических и изотопно-геохронометрических характеристик.

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Катангский долеритовый комплекс гипабиссальный ($v\beta T_1 kt$) представляет собой эклектичную совокупность недифференцированных и слабодифференцированных интрузий базитового состава, в которую включены тела долеритов, реже габродолеритов различной морфологии, локализованные в разнообразных отложениях нижнего, среднего и верхнего палеозоя и в низах вулканогенной толщи (вплоть до верхнекочечумской толщи). Включает подавляющее большинство интрузий базитов исследуемой территории. В качестве петротипа рассматривается группа недифференцированных и слабодифференцированных интрузий долеритов нормальной щелочности в бассейне р. Катанга (наименование р. Подкаменная Тунгуска в ее верхнем течении).

Количество тел катангского комплекса весьма велико (более 1500). На северо-восточном борту Тунгусской синеклизы они формируют пояс интрузий

шириной порядка 150 км, названный Виллойским [130], который контролируется Виллойско-Котуйской зоной разломов северо-западного простирания. Характерно наличие участков с чрезвычайно высокой концентрацией мелких тел, представляющих, скорее всего, апофизы не выходящей на поверхность крупной интрузии. Один из них находится на междуречье рек Ниж. и Сред. Виллойкан и на правом берегу руч. Голомоконь, где интрузии занимают до 70 % площади. Таким участкам соответствует резко знакопеременное, в целом положительное магнитное поле. На локальных участках суммарная мощность трапповых интрузий по данным сейсмопрофилирования и электроразведки достигает 1200 м [320].

Площадь интрузий на уровне современного среза составляет обычно от 2–3 до 30–40 км², но нередко и гораздо больше. Максимальные размеры отдельных тел (площадь до 500 км²) закартированы у восточной рамки листа Q-48 на левобережье р. Ниж. Виллойкан, где они бронируют вершинные поверхности Виллойского плато. Морфология тел разнообразна и в значительной степени определяется литологией и тектоникой вмещающих толщ. В терригенных породах верхнего палеозоя преобладают силлы и сложнопостроенные, нередко многоярусные залежи мощностью от 3–5 до 150–260 м и с существенно варьирующими углами падения; нередко они содержат крупные линзы вмещающих пород и сопровождаются ответвлениями и апофизами. В терригенно-карбонатных породах нижнего и среднего палеозоя, помимо ветвящихся субпластовых тел с раздувами и пережимами, в т. ч. достаточно мощных (до 120 м на междуречье Еромохон–Делингнэ), обычны секущие тела неправильной формы и ветвящиеся дайки. Нередко сложнопостроенные интрузии представлены кольцевыми формами (междуречье Мойеро–Янгада, междуречье Янгада – Прав. Мойерокан). Это – соединенные дайками пластовые и наклоненные тела, на отдельных участках срезанные разломами; секущие элементы в строении этих интрузий преобладают. Наконец, в эксплозивно-обломочных нижнетриасовых отложениях секущие формы тел доминируют. Среди секущих тел преобладают дайки слабоизвилистые, изогнутые; прямолинейные формы встречаются реже. Местами, особенно часто в бассейне р. Мойеро, широко развиты линейные ступенчатые дайки. Углы падения даек крутые (80° и более). Мощность даек составляет от нескольких метров до 200–500 м, протяженность их обычно не превышает 4–6 км. Более протяженные дайки единичны. Наиболее протяженная (40 км) дайка пересекает в северо-западном направлении долину р. Ниж. Томба выше устья р. Бэурды; она относится к Виллойско-Котуйской зоне разломов.

Часто наблюдаются секущие взаимоотношения даек микродолеритов и долеритов, которые трактуются (как, например, на р. Ниж. Тунгуска в районе р. Турка) как свидетельства последовательного внедрения нескольких порций магмы (сближенных по времени магматических импульсов) с тенденцией изменения состава расплава в сторону обогащения кремнеземом, щелочами и железом. Эти особенности химизма минералогически выражаются в эгиринизации пироксена, развитии альбита по плагиоклазу, появлении заметных количеств анальцима, титанита, апатита и исчезновении оливина. В ряде интрузий толеитовых долеритов (например, в пластовой интрузии до 25 м мощностью на водоразделе рек Аякта и Ниж. Виллойкан) отмечены оплавленные ксенолиты

Средние составы интрузивных и контактово-метаморфических пород территории листа Q-48

Комплекс	Катангский комплекс								Оленёк-велингинский комплекс														Тычанский комплекс									
	Долериты		Габбродолериты		Габбро-пегматиты		Метадолериты		Оливинсодержащие долериты		Оливин-биотитовые долериты		Троктодолериты		Такситовые долериты		Кварцевые долериты		Габбродолериты		Диоритоиды		Гранофиры		Долериты		Габбродолериты		Монцодолериты, монцодиориты		Гранофиры	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	49,40	1,52	49,94	1,40	52,46	1,23	48,19	2,74	49,14	1,19	47,98	2,49	48,19	0,66	48,71	1,97	50,25	0,79	49,35	2,70	54,62	4,81	63,30	6,61	50,85	1,23	53,20	53,47	53,83	4,93	67,23	1,86
TiO ₂	1,23	0,35	1,62	0,72	2,18	0,50	1,60	0,43	1,17	0,39	1,13	0,22	0,87	0,33	1,50	0,51	1,89	0,41	2,38	1,23	1,91	0,88	1,14	0,67	1,55	0,34	1,77	1,77	1,55	0,67	0,53	0,19
Al ₂ O ₃	15,94	1,17	15,17	1,49	12,97	2,69	15,53	0,39	16,07	1,09	16,09	1,18	16,67	1,73	14,77	3,49	15,73	1,35	13,49	2,29	12,40	2,18	11,27	1,15	15,41	1,24	12,83	12,46	11,53	1,63	13,16	2,48
FeO*	12,36	1,53	12,96	1,61	15,56	2,29	12,02	1,85	11,51	1,24	10,49	1,54	11,46	2,11	13,21	2,49	13,31	1,39	16,70	3,10	14,13	4,30	11,21	6,07	12,56	2,20	14,35	14,56	13,87	2,83	5,69	2,18
MnO	0,20	0,05	0,25	0,14	0,21	0,05	0,32	0,14	0,17	0,04	0,15	0,05	0,15	0,03	0,22	0,06	0,22	0,04	0,22	0,11	0,17	0,08	0,15	0,12	0,20	0,04	0,18	0,17	0,18	0,08	0,03	0,02
MgO	6,15	1,45	5,07	0,90	2,34	0,58	7,00	0,69	6,80	1,44	7,65	0,86	8,03	1,08	4,59	2,08	3,71	1,00	3,36	1,19	1,88	1,29	0,84	0,56	4,48	1,56	2,17	2,03	1,94	1,12	2,12	0,98
CaO	10,30	0,78	9,78	0,93	6,93	1,14	9,33	0,12	11,01	1,82	12,02	3,27	11,55	1,01	11,63	3,09	9,55	0,92	8,51	1,05	7,16	2,52	3,53	1,98	9,66	0,70	8,20	8,11	8,83	5,80	1,75	2,04
Na ₂ O	2,39	0,33	2,65	0,28	2,89	0,25	2,21	0,28	2,28	0,33	2,16	0,52	2,02	0,16	2,60	1,11	2,79	0,39	2,84	0,54	2,93	0,72	2,60	0,78	3,17	0,83	3,36	3,34	3,75	1,66	4,02	2,49
K ₂ O	0,69	0,30	0,75	0,21	1,76	0,39	0,66	0,64	0,66	0,20	0,73	0,39	0,51	0,18	1,09	0,43	1,01	0,20	1,33	0,56	2,42	1,29	4,00	1,94	0,96	0,41	1,29	1,31	1,97	1,20	3,25	1,82
P ₂ O ₅	0,18	0,08	0,15	0,05	0,34	0,08	0,11	0,04	0,14	0,04	0,11	0,03	0,12	0,04	0,17	0,06	0,21	0,04	0,28	0,19	0,54	0,39	0,29	0,26	0,20	0,05	0,52	0,57	0,53	0,66	0,06	0,01
ппп	0,88	0,54	1,00	0,55	1,41	0,66	2,44	1,51	0,92	0,59	1,17	0,57	0,99	0,49	0,80	0,44	0,66	0,45	0,84	0,77	1,04	0,86	0,73	0,33	0,81	0,52	1,33	1,41	1,01	0,99	1,85	1,64
Сумма	99,71	0,62	99,32	0,75	99,05	0,44	99,40	0,75	99,87	0,57	99,66	0,54	100,55	0,25	99,28	1,28	99,34	0,26	99,30	0,53	99,19	0,79	99,04	0,59	99,84	0,61	99,17	99,21	98,98	1,04	99,68	0,93
K _{Mg}	0,47	0,08	0,41	0,06	0,21	0,07	0,51	0,04	0,51	0,07	0,57	0,04	0,56	0,08	0,37	0,09	0,33	0,07	0,27	0,06	0,19	0,13	0,14	0,08	0,38	0,09	0,22	0,20	0,19	0,09	0,40	0,21
n-	147		14		8		4		37		10		7		8		7		16		20		8		9		6		8		3	

Комплекс	Кузьмовский комплекс										Дифференцированные интрузии Нижнетунгусского района				Агатский комплекс		Апотуфовые роговики		Субвулканические образования		Средний состав базальтов нидымской и кочечумской свит		Средний состав траппа Тунгусской синеклизы [120]	
	Оливиновые долериты и габбродолериты		Безоливиновые долериты		Безоливиновые габбродолериты		Габбро- пегматиты		Метадолериты		Долериты- габбродолериты		Гиперстеновые долериты		Долериты									
Породы	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S		
SiO ₂	49,10	2,03	49,30	1,25	50,80	1,23	51,25	2,47	49,32	1,52	49,03	1,65	49,29	1,74	49,41	2,01	51,88	2,33	49,22	1,15	48,41	1,26	48,25	
TiO ₂	1,17	0,49	1,12	0,27	1,46	0,46	1,55	0,38	1,17	0,13	2,17	1,45	1,79	0,59	1,22	0,12	1,02	0,50	1,10	0,25	1,12	0,24	1,18	
Al ₂ O ₃	13,87	1,04	16,48	1,49	15,25	0,80	14,98	2,08	15,18	0,89	15,32	1,93	15,42	1,54	15,20	0,16	15,43	0,95	15,92	0,90	15,90	0,81	15,47	
FeO*	13,78	4,08	11,49	1,28	12,56	2,21	14,20	1,62	10,78	1,59	14,29	2,69	13,16	1,91	12,22	0,48	11,60	1,84	12,88	0,96	12,52	0,96	11,95	
MnO	0,21	0,09	0,20	0,03	0,18	0,05	0,24	0,06	0,15	0,03	0,20	0,04	0,22	0,06	0,20	0,01	0,19	0,05	0,21	0,05	0,19	0,05	0,18	
MgO	6,04	3,06	5,77	1,32	4,28	1,29	2,93	0,97	6,44	1,66	4,28	1,89	4,91	1,43	5,88	0,87	6,14	1,25	6,49	1,08	6,88	0,82	6,90	
CaO	9,52	2,98	10,63	1,36	9,60	1,84	8,38	1,37	11,23	1,93	9,38	1,62	9,76	1,37	10,88	0,98	9,62	1,43	10,38	0,95	10,54	0,65	10,78	
Na ₂ O	2,52	0,82	2,72	0,38	3,12	0,62	3,04	0,33	2,90	1,00	2,49	0,38	2,97	0,72	2,52	0,37	2,30	0,37	2,32	0,31	2,14	0,25	2,20	
K ₂ O	0,95	0,78	0,72	0,36	0,85	0,25	1,10	0,29	0,67	0,47	0,67	0,30	0,88	0,39	0,62	0,17	0,76	0,25	0,52	0,19	0,41	0,23	0,42	
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,20	0,10	0,27	0,16	0,41	0,21	0,17	0,06	0,20	0,10	0,35	0,22	0,17	0,03	0,15	0,08	0,16	0,09	0,16	0,06	0,15	
ппп	2,00	2,08	1,17	0,57	1,09	0,59	1,61	0,96	1,29	0,33	0,68	0,63	0,84	0,46	1,29	0,69	0,84	0,67	0,63	0,53	1,07	1,25		
Сумма	99,32	0,84	99,81	0,68	99,46	0,58	99,69	0,89	99,29	0,67	98,70	0,82	99,58	0,55	99,60	0,55	99,94	0,73	99,83	0,63	98,26	1,42	100,00	
K _{Mg}	0,43	0,14	0,47	0,07	0,38	0,10	0,27	0,07	0,51	0,09	0,34	0,11	0,39	0,08	0,46	0,04	0,48	0,08	0,47	0,05	0,49	0,04		
n-	9		17		16		15		10		8		22		4		19		86		78			

микродолеритов более ранней фазы, причем поверхность раздела долеритов и залегающих выше микродолеритов трассируется жилой такситовых толеитовых габбродолеритов мощностью 40 см и протяженностью более 25 м.

Среди интрузий преобладают гомогенные тела, сложенные оливиновыми/оливинсодержащими долеритами или кварцсодержащими (до кварцевых) долеритами, от тонко- до среднезернистых. Распределение этих разностей по площади неравномерно. На большей части территории кварцсодержащие мелко-среднезернистые долериты преобладают. В то же время на отдельных площадях, в частности, в бассейне р. Мойеро, резко доминируют оливиновые долериты. В наиболее крупных интрузиях проявлена слабая дифференциация, заключающаяся в появлении шлиров (мощностью до нескольких метров, составляющих до 5–7 об. % интрузий) габбродолеритов (как правило, кварцсодержащих) с гнездами габбро-пегматитов.

Структура оливиновых и кварцевых долеритов преимущественно таксито-офитовая или пойкилоофитовая; обычны также толеитовая или долеритовая структуры. Породы состоят в основном из плагиоклаза двух генераций (An_{70-85} в зональных вкрапленниках (до 3 мм длиной) и An_{50-65} в лейстах до $0,15 \times 0,40$ мм в основной массе) – 40–60 об. %; в гломеропорфиновых долеритах битовнит первой генерации составляет 5–10 %. Кроме того, присутствуют авгит $En_{32-43}Wo_{35-43}Fs_{18-35}$ – 25–40 % (в редких случаях появляется более магнезиальный авгит $En_{45-47}Fs_{13-14}$), оливин нескольких генераций (от Fa_{20-26} до Fa_{43-50}) – 3–8 %, окисно-рудные минералы – 1–7 %, кварц – не более 2–5 %, вторичный хлорит – 3–7 %. Содержание авгита находится в обратной зависимости от количества толеитового мезостазиса. В центральных частях некоторых зерен авгита наблюдается пижонит в виде четко оконтуренных реликтовых пятен. Редко присутствует ортопироксен (Fs_{34-38}). До 15 % может занимать в различной степени рекристаллизованный толеитовый мезостазис, насыщенный мелкими зернами рудного минерала, табличками и лейстами андезина (An_{35-50}), кварца и участками микропегматита. Обычны калишпат, апатит. Авгит нередко замещается роговой обманкой и хлоритом, оливин – идингситом и боулингитом, которые, в свою очередь, замещаются тальком и хлоритом с выделением магнетита.

Интрузии толеитовых долеритов наиболее развиты в области развития вулканогенной толщи. Они отличаются порфировидным строением в центральных частях, где гломеропорфиновые скопления битовнита (от An_{83-86} до An_{75-81}) составляют до 20 %. Плагиоклаз основной массы представлен андезином (An_{42-48}), часто альбитизированным, клинопироксен – ферроавгитом. Эндоконтактные зоны таких тел, имеющие мощность от 0,1 до 10 м, сложены афанитовыми микродолеритами. В толеитовых долеритах интерстиции плагиоклаза выполнены в различной степени хлоритизированным и карбонатизированным вулканическим стеклом с микровключениями кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, игольчатых выделений апатита и ильменита. Кроме того, присутствуют локальные участки стекла кислого состава, составляющие даже до 7 %.

Габбродолериты и габбро-пегматиты – крупнозернистые породы с призматическзернистой и габбро-офитовой структурой, для габбро-пегматитов характерны пегматитовая и пегматофитовая структуры. Породы более лейко-

кратовые и, как правило, кварцсодержащие до кварцевых. В их состав входят (%): плагиоклаз An_{40-65} (зональные кристаллы до 8 мм по удлинению) – 32–55, авгит (пойкилокристы до 4 мм и мелкие ксеноморфные зерна в мезостазисе) – 17–22, хлорит-амфиболовый агрегат, замещающий пироксен – 13–18, титаномагнетит – 7–12, кварц – от 2–3 до 10, микропегматит – до 7–10. Таблицы плагиоклаза, как правило, обрастают узкой альбит-олигоклазовой каймой. Оливин весьма редок. В габбро-пегматитах заметно увеличиваются содержания кварца, калиевого полевого шпата, микропегматита, а плагиоклаз и авгит обычно находятся во взаимных пегматоидных срастаниях; клинопироксен наиболее железистый ($En_{25-32}Wo_{41-45}Fs_{30-36}$). Титаномагнетит преобладает в форме пластинчатых выделений размером до 0,5–1,0 мм. Кварц и микропегматит совместно с хлорит-амфиболовым агрегатом выполняют интерстиции плагиоклаза.

Порфиновые микродолериты эндоконтактных зон – скрытокристаллические породы с порфировой структурой и микродолеритовой – основной массы. Порфиновые выделения представлены битовнитом An_{70-92} размером до $0,2 \times 1,2$ мм. Основная масса криптокристаллическая пироксен-плагиоклазовая с микролитами размером до 0,02 мм и пылевидными выделениями окиснорудных минералов. Встречаются ксенолиты перекристаллизованных вмещающих пород размером до 0,1 м.

Многие субпластовые тела изменены очень значительно (метадолериты, метагаббродолериты). В целом амфиболизированные и хлоритизированные долериты (метадолериты) составляют 15–20% объема катангского комплекса. Они характеризуются часто атакситовой текстурой (из-за структурной неоднородности и неравномерного распределения вторичных минералов) и псевдоморфной, порфиробластовой или бластогаббровой структурой, слагают зоны линзообразной формы протяженностью от метров до первых километров либо самостоятельные интрузии.

В редких случаях интрузии несут убогую сульфидную (халькопирит-пиритовую) минерализацию, например, метадолериты на р. Мугамгу (левый приток р. Мойеро). Как правило, это относится к амфиболизированным разностям.

Мощность зоны экзоконтактных изменений (ороговикования – песчано-глинистых и туфогенных, мраморизации – карбонатных пород, силицификации – кварцевых песчаников) обычно не превышает 0,2–0,5 м, редко до первых метров. Низкотемпературная гидротермальная минерализация в экзоконтактах представлена жилами хлорита, кальцита, иногда (реки Мойеро, Сиды, Делингдэжэн и др.) с рассеянной вкрапленностью сульфидов. В некоторых секущих интрузиях (на реках Мойеро, Мойерокан) отмечены ксенолиты вмещающих карбонатных пород четковидной формы, ориентированные вдоль контактов. Они претерпели интенсивную метасоматическую переработку – сложены крупнозернистыми амфибол-хлорит-кальцитовыми метасоматитами, по периферии содержащими грубозернистые сегрегации и жилообразные обособления пироксен-гранатовых скарнов.

В петрохимическом аспекте катангский комплекс отличается минимальной дифференцированностью среди интрузивных формаций региона; значения стандартных отклонений для всех компонентов в 1,5–3 раза ниже, чем для других комплексов, но значительно выше, чем для базальтов Центрально-

Тунгусской мегавпадины. Химический состав долеритов, в отличие от вулканитов, характеризуется по сравнению со средневзвешенным составом траппов Тунгусской синеклизы повышенным содержанием кремнезема и пониженной магнезиальностью (табл. 3), что, возможно, отражает локальные особенности расплавов. Слабо выраженной дифференциации, выражающейся появлением шпиров габбродолеритов и далее – габбро-пегматитов, соответствует закономерное увеличение содержаний кремнезема, щелочей и фосфора и уменьшение магнезиальности, причем имеет место не только относительное, но и абсолютное накопление железа. Таким образом, в петрохимическом отношении наблюдается значимое различие между катангским комплексом и эффузивами, развитыми на рассматриваемой территории.

В целом катангский комплекс отвечает габброидам нормальной щелочности известково-щелочной серии. По сравнению с одноименными породами северо-западной части Тунгусской синеклизы, изученные на территории листа Q-48 долериты катангского комплекса отличаются меньшей изменчивостью состава, пониженной магнезиальностью (K_{Mg} в среднем 0,45), что согласуется с установленной петрохимической зональностью трапповой формации Сибирской платформы [71, 120]. Многие оливинсодержащие долериты отличаются повышенной щелочностью, в первую очередь за счет обогащения калием (3,8–4,7% $\sum Alk$ при $Na/K < 3$), а также увеличением содержания титана (даже до 2,8% TiO_2), приближаясь к умереннощелочным разновидностям, т. е. фиксируют постепенный переход к базитам кузьмовского и тычанского комплексов. К этой группе относятся до 10% слабодифференцированных тел базитов, наиболее крупной из которых является Правогугдинская интрузия, приуроченная к системе разломов субмеридионального и северо-восточного направления (Вилуйско-Кюэнелекянкой) и прослеживаемая на расстоянии более 35 км. Она представляет собой крутопадающее тело резко варьирующей мощности (от 60 до 600 м) [404]. Другие интрузии с умереннощелочным уклоном описаны в районах рек Паспорин, Тала, Верх. Хэннэкэ, Улахан-Вава и др., т. е. по всему ареалу развития комплекса. В раннетриасовых вулканитах суммарное содержание щелочей никогда не превышает 3,5%.

По фрагментарным данным, концентрации большей части редких и рассеянных элементов (Ni, Co, Cu, Zr, V, Sc, Cr) в долеритах большинства интрузий комплекса пониженные по сравнению с кларками базитов, хотя и отмечается несколько повышенное содержание ванадия в долеритах с относительно высоким содержанием окисно-рудных минералов, а содержание Zr заметно возрастает в габбро-пегматитах [385]. В целом это подтверждается результатами исследования выборок базитов катангского комплекса на двух локальных участках в пределах Вилуйского пояса интрузий: в районе р. Мойеро в северо-западной части листа Q-48 и р. Верх. Томба в северо-восточной (табл. 4). Низкие содержания устанавливаются для совершенно различных по геохимическим свойствам элементов – от сидерофильных (Ni, Co, Pt) и халькофильных (Zn, W, Pb, Mo) до литофильных (Zr, Sr, U, Th, Nb и др.). В то же время часть элементов из этих же групп присутствуют на уровне кларков (Sc, V, Mn, Cu, Cr, Cs, Ga, а также тяжелые РЗЭ и Eu). Такие закономерности значительно отличаются от ранее установленных геохимических

особенностей базитов Тунгусской провинции, для которых характерны обедненность Ni, Cr, Ga, Zr и обогащенность Cu и V [25].

Таблица 4

Химический состав базитов интрузивных комплексов бассейнов р. Мойеро (северо-западная часть листа Q-48) и р. Верх. Томба (северо-восточная часть листа)

Комплекс	Катангский				Кузьмовский		Оленёк-велингнинский				Агатский
	р. Мойеро		р. Верх. Томба		р. Мойеро		р. Мойеро		р. Верх. Томба		р. Мойеро
Компоненты	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X
SiO ₂	49,1	0,9	47,9	1,0	48,8	0,7	49,3	0,6	49,0	0,8	49,3
TiO ₂	1,26	0,10	1,28	0,35	1,57	0,19	1,56	0,44	1,34	0,51	1,43
Al ₂ O ₃	15,7	0,7	15,7	0,8	15,3	0,6	15,4	1,2	16,3	1,1	15,4
Fe ₂ O ₃	3,23	0,94	2,51	0,51	3,07	0,37	3,05	0,58	2,95	0,95	3,65
FeO	8,00	1,10	9,53	0,73	9,58	0,62	9,12	1,00	8,62	0,91	8,28
MnO	0,18	0,03	0,21	0,02	0,22	0,01	0,21	0,03	0,20	0,02	0,20
MgO	7,51	0,81	8,45	1,41	7,47	0,64	7,09	1,03	6,95	1,71	7,46
CaO	11,9	0,8	11,5	0,8	11,1	0,4	11,4	0,6	11,5	0,9	11,2
Na ₂ O	2,27	0,39	2,18	0,21	2,14	0,19	2,19	0,22	2,35	0,27	2,41
K ₂ O	0,72	0,35	0,55	0,14	0,62	0,20	0,59	0,21	0,62	0,23	0,57
P ₂ O ₅	0,13	0,02	0,13	0,04	0,14	0,02	0,14	0,03	0,12	0,04	0,14
Ni	96	33	116	40	98	12	95	23	77	35	96
Co	н/о	н/о	44	5	н/о	н/о	н/о	н/о	38	5	н/о
Cu	92	24	99	30	120	12	119	34	98	41	97
Zn	76	28	90	16	99	6	94	14	100	32	78
Sb	0,11	0,19	0,15	0,41	0,06	0,04	0,14	0,28	0,30	1,19	0,10
Pb	2,1	2,3	26,5	31,9	5,0	4,1	2,4	1,4	43,2	81,9	1,6
V	266	27	227	30	294	44	300	81	262	65	275
Cr	185	66	173	68	132	23	170	61	131	88	182
Ga	16	1	15	2	17	1	17	2	16	2	17
Rb	16	8	11	3	14	2	14	5	13	6	14
Sr	296	200	193	37	236	76	262	126	240	52	234
Y	22	3	19	5	25	2	24	4	18	4	24
Zr	82	11	67	20	93	6	90	18	67	21	92
Nb	4,1	0,7	3,5	0,9	4,7	0,2	4,4	0,9	3,7	1,1	4,3
Mo	0,55	0,51	0,45	0,24	0,55	0,25	0,56	0,29	0,47	0,24	0,46
Sn	0,79	0,20	0,79	0,29	1,47	1,50	1,08	1,35	0,75	0,32	3,14
Cs	1,1	0,8	0,4	0,2	0,6	0,2	0,8	0,4	0,5	0,2	3,9
Ba	126	57	105	19	125	9	136	36	119	34	110
Hf	2,2	0,3	1,8	0,5	2,6	0,3	2,4	0,5	1,9	0,6	2,6
Ta	0,26	0,04	0,23	0,06	0,30	0,03	0,27	0,06	0,24	0,07	0,29
Th	1,06	0,24	0,85	0,20	1,05	0,07	1,08	0,24	0,87	0,23	1,04
U	0,44	0,10	0,32	0,08	0,46	0,06	0,45	0,10	0,33	0,10	0,43

Комплекс	Катангский				Кузьмовский		Оленёк-велинггинский				Агатский
	р. Мойеро		р. Верх. Томба		р. Мойеро		р. Мойеро		р. Верх. Томба		р. Мойеро
Компоненты	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X
La	7,21	1,45	5,69	1,35	7,56	0,50	7,62	1,72	5,48	1,33	7,13
Ce	16,1	3,0	13,0	3,3	17,4	1,2	17,2	3,7	12,6	3,0	16,2
Pr	2,24	0,38	1,85	0,47	2,46	0,17	2,43	0,50	1,76	0,42	2,36
Nd	10,3	1,7	8,7	2,3	11,6	1,1	11,3	2,3	8,3	2,0	10,9
Sm	2,78	0,41	2,41	0,68	3,24	0,32	3,11	0,58	2,28	0,59	3,07
Eu	1,02	0,13	0,91	0,18	1,14	0,10	1,12	0,15	0,95	0,19	1,06
Gd	3,53	0,49	2,83	0,77	4,19	0,34	3,95	0,72	2,76	0,59	3,84
Tb	0,60	0,08	0,51	0,13	0,69	0,07	0,67	0,12	0,50	0,10	0,65
Dy	3,83	0,52	3,15	0,83	4,44	0,40	4,31	0,80	3,08	0,68	4,25
Ho	0,80	0,11	0,71	0,19	0,94	0,08	0,90	0,16	0,68	0,14	0,90
Er	2,33	0,31	1,91	0,47	2,69	0,27	2,58	0,47	1,94	0,44	2,63
Tm	0,34	0,05	0,29	0,07	0,39	0,04	0,38	0,07	0,30	0,07	0,38
Yb	2,22	0,32	1,90	0,45	2,54	0,19	2,48	0,45	1,95	0,44	2,46
Lu	0,34	0,05	0,28	0,07	0,40	0,03	0,38	0,07	0,29	0,07	0,36
Ru	0,0011	0,0004	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0011	0,0003	0,0010	0,0000	н/о
Rh	0,0039	0,0021	0,0012	0,0005	0,0029	0,0012	0,0036	0,0013	0,0012	0,0005	н/о
Pd	0,1964	0,1104	0,0221	0,0068	0,1677	0,0683	0,1958	0,0622	0,0206	0,0064	н/о
Ir	0,0016	0,0008	0,0010	0,0000	0,0028	0,0010	0,0025	0,0009	0,0010	0,0000	н/о
Pt	0,0191	0,0052	0,0099	0,0026	0,0248	0,0089	0,0243	0,0045	0,0120	0,0102	н/о
Au	0,0078	0,0032	0,0034	0,0028	0,0137	0,0066	0,0121	0,0044	0,0031	0,0014	н/о
n	37		27		9		38		26		4

Примечание. Петрогенные элементы – в масс.%, рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (XRF), аналитик В. Н. Кириллов. Результаты анализов приведены к 100 % с исключением потерь при прокаливании. Редкие элементы – в 10^{-4} %, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов; n – размер выборки.

Из приведенных данных следует, что вариативность химического состава между различными участками развития интрузий одного комплекса выше, чем между базитами различных комплексов. Например, долериты катангского комплекса из бассейна р. Мойеро существенно (на порядок) обогащены палладием и обеднены свинцом по сравнению с формационными аналогами, опробованными на р. Верх. Томба. Аналогичная картина наблюдается и для базитов оленёк-велинггинского комплекса, в то время как подобные различия между породами различных комплексов на одной площади не являются значимыми.

Перманентно высокая концентрация палладия (в 20 раз выше кларка) является наиболее примечательной геохимической характеристикой пород катангского комплекса на р. Мойеро, хотя и на р. Верх. Томба также имеет место обогащенность Pd (в 2–3 раза). Она сопровождается повышенными концентрациями родия, иридия и золота, в то время как содержание платины нижекларковое (аналогично никелю). Максимальные концентрации Pd

достигают 0,57 ppm, Rh – 0,01 ppm, Ir – 0,0035 ppm, Au – 0,014 ppm. Однако низкий уровень корреляционных связей между содержаниями платиноидов и золота свидетельствует в пользу различных процессов их накопления.

Оливиновые и оливинсодержащие долериты характеризуются незначительными вариациями суммарных содержаний РЗЭ (33–76 ppm), выдержанным соотношением легких и тяжелых РЗЭ ($HREE/LREE = 3,2–3,9$), но достаточным разнообразием кривых их распределения. При этом и по характеру распределения РЗЭ наблюдаются отличия между интрузиями двух рассматриваемых участков: на р. Мойеро кривые распределения РЗЭ менее вариативны, наблюдаются как отрицательные, так и положительные европиевые аномалии небольшой интенсивности ($Eu^* = 0,90–1,02$). В то же время катангские базиты на р. Верх. Томба характеризуются, как правило, выраженным европиевым пиком. Так, в Усть-Томбинской интрузии значения Eu^* варьируют в пределах 1,07–1,27, в Оленёкской – 1,20–1,26, а в небольшой Бугариктинской интрузии – 0,90–1,48. При этом данный параметр обнаруживает четкую отрицательную корреляцию с суммарным содержанием РЗЭ.

К-Аг датировки долеритов катангского комплекса на сопредельных площадях попадают в относительно узкий интервал значений – от 246 до 262 млн лет [170]. На рассматриваемой территории относимые к катангскому комплексу интрузии интродуцируют вулканогенные образования до верхнекочечумской толщи включительно и отличаются положительным направлением вектора остаточного намагничивания, что заставляет принять их последвурогинский возраст (конец раннего триаса). Следовательно, катангский комплекс считается раннетриасовым, соответствующим по времени внедрения формированию верхней части вулканогенной толщи (путоранский горизонт).

В различных частях рассматриваемой территории (реки Еромохон, Сред. Вилуйкан, Уксикта) отмечалось прорывание субпластовых тел катангского комплекса интрузиями кузьмовского комплекса [296, 446]. Для двух интрузий на правобережье р. Делингнэ получены (Институт Геодинамики, Nice, Франция) значения $^{40}Ar-^{39}Ar$ возраста по биотиту – $251 \pm 1,2$, по валовому составу – $248 \pm 1,7$ и $245,7 \pm 1,1$ млн лет, соответствующие раннему триасу [296]. Наконец, по результатам выполненного в ЦИИ ВСЕГЕИ прецизионного датирования U-Pb методом (SHRIMP II) циркона из оливинсодержащего долерита небольшой по размерам секущей интрузии (долина р. Мойеро, между оз. Агиды и устьем р. Янгада) получено более древнее значение в $253,51 \pm 0,86$ млн лет. Проанализированные цирконы характеризуются высоким (порядка 2,0) Th/U отношением, а также очень высокими содержаниями Th и U, что снижает достоверность определения из-за матричного эффекта [282].

С учетом вышеприведенных изотопно-геохронометрических данных и результатов датирования катангского комплекса на других площадях в пределах Среднесибирской вулканической области временем его образования считается ранний триас, а сам комплекс рассматривается как наиболее ранняя интрузивная формация на территории листа Q-48.

Кузьмовский комплекс долерит-феррогаббродолеритовый гипабиссальный (β -vT,kz) объединяет интрузии долеритов в различной степени проявленной внутрикамерной дифференциацией, отвечающей феннеровскому

тренду. Петротипом комплекса считается группа дифференцированных (от троктодолеритов до габбро-пегматитов) силлов в районе пос. Кузьмовка (междуречье Подкаменная Тунгуска – Юдоломо) [122]. Наиболее известная и детально изученная интрузия кузьмовского комплекса – Аламджахская [129] – расположена в среднем течении р. Вилюй к юго-востоку от рассматриваемой территории.

По характеру дифференциации и набору пород к Аламджахской интрузии близка пластообразная Вавуканская интрузия, изученная А. М. Виленским [401]. Западная часть этого интрузива находится на территории листа Q-48 на р. Вилюй, выше устья р. Вавукан. Вмещающие породы – терригенные отложения ботуобинской свиты. Мощность интрузии в долине р. Вилюй – 60–80 м, обнаженная площадь – 7–10 км². Интрузия не конформна залеганию пермских пород и полого погружается на запад под углами 10–15°. В ее составе преобладают оливиновые габбродолериты, с постепенным исчезновением оливина вверх по разрезу и развитием шпиров габбро и феррогаббро, а также мелких гнезд пегматоидных габбродолеритов и среднезернистых гранофиров. Кровля интрузии сложена кварцевыми и кварцсодержащими долеритами с биотитом. Мощность эндоконтактных микродолеритов достигает местами 5–7 м. На участках секущих контактов интрузия сопровождается ороговикованием и скарнированием (скаполит-гранатовые, гранат-диопсидовые породы и др.) вмещающих терригенных пород.

Оливиновые, оливин-биотитовые и оливинсодержащие долериты различаются лишь содержанием оливина и биотита, а также продуктов автотометасоматоза. Они характеризуются таксито-офитовой в сочетании с пойкилоофитовой структурой. Плаггиоклаз (50–65 %) представлен лейстами лабрадора (An_{56–62}) средним размером 0,3–0,5 × 0,1 мм, на фоне которых отчетливо выделяются скопления округлых зерен оливина (до 15 %) размером 0,4–0,6 мм, замещаемые идингситом, боулингитом, тальком и хлоритом с выделением магнетита. Состав оливина изменяется от Fa₂₆ в низах залежи до Fa₅₁ – в ее средней части. Железистость клинопироксена (25–47 %), образующего ксеноморфные зерна размером 3–5 мм в интерстициях плаггиоклаза, также растет в этом направлении – от пижонит-авгита до ферроавгита, тогда как основность плаггиоклаза падает от An_{62–74} до An_{50–64}. Титан-железистые оксиды составляют не более 2–3 %, биотит – до 2–4 % в оливин-биотитовых разностях. В габбродолеритах плаггиоклаз еще менее основной (An_{46–52}), а клинопироксен (En₃₇Wo₂₉Fs₃₄) и оливин (двух генераций – ранние призматические Fa_{42–47} и поздние ксеноморфные Fa_{53–62} зерна) – более железистые. Габбро и феррогаббро выделяются крупнозернистым строением (лейсты плаггиоклаза – до 2 × 8 мм, авгита – до 3 мм, оливина – до 1,2 мм) и преобладанием габбровой структуры; для феррогаббро также характерны трахитоидные текстуры. Составы главных минералов близки к таковым в габбродолеритах, но в феррогаббро состав оливина – до Fa_{65–74}. Среди вторичных минералов появляется эгирин-авгит, еще более обычный в пегматоидных разностях и кварцевых долеритах. В отдельных шпировых обособлениях в габбро и феррогаббро в количествах до 3 % присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, микропегматит и замещающий плаггиоклазы альбит. Наконец, в габбро-пегматитах плаггиоклаз (38–52 %) представлен олигоклаз-андезином (An_{26–34}), а содержание авгита – не более 22 %.

Постоянно в состав породы входит кварц (до 8–16%), обычно в графических сростаниях с альбитом (Ап₃₋₈) или с калиевым полевым шпатом. Характерны также высокие (до 7–9%) содержания окисно-рудных минералов, постоянно на участках графических прорастаний присутствует апатит, встречается циркон. В кварцевых долеритах содержание кварца – до 6%, тогда как альбитизированный плагиоклаз (60–68%) резко преобладает над авгитом (30–35%).

По сравнению с катангскими, интрузии кузьмовского комплекса распространены незначительно, главным образом в узкой (20–30 км шириной) полосе западо-северо-западного простирания, соответствующей южному краю Виллюйского пояса интрузий и протягивающейся от устья р. Ниж. Виллюйкан в бассейн верхнего течения р. Мойеро (р. Хамнгангда). Другая зона спорадического развития комплекса находится западнее и имеет северо-восточное направление – от района рек Амнундакан и Ниж. Лавиктангда (в бассейне верхнего течения р. Мойеро) к устью р. Мугамгу. Единичные интрузии прослеживаются и северо-западнее по простиранию Виллюйского пояса (на реках Мойеро, Еромохон и др.).

В целом по сравнению с телами катангского комплекса кузьмовские интрузии характеризуются меньшими размерами. Площадь интрузий колеблется от 0,2 до 20 км² (в единичных случаях до 60 км²), морфология определяется сложными сочетаниями секущих и пластообразных фрагментов. Мощность пластовых тел не превышает, как правило, 60 м. Соответственно, несмотря на сравнительно небольшое число объектов, они имеют весьма разнообразную, часто неправильную форму и часто значительную протяженность (до 20 км). Например, на сравнительно небольшой площади между реками Ниж. и Верх. Виллюйкан закартированы и неправильные секущие тела до 1 км в поперечнике (на р. Кукуингда), и мощная (до 500–600 м) дайка (в устье р. Уксикта), и пластообразные тела мощностью до 40 м (на правом берегу р. Ниж. Виллюйкан), и мелкие штоки и дайки (на р. Виллюй близ устья р. Онкоаикта). Характерной особенностью интрузий является крайняя текстурная и структурная неоднородность, невыдержанность различных горизонтов, приводящая к смене по простиранию дифференцированных участков слабодифференцированными, а также относительно проявленные контактово-метасоматические ореолы и автометасоматоз (амфиболизация, хлоритизация).

По сравнению с Вавуканской интрузией набор дифференциатов в других интрузиях комплекса неполный. Они сложены оливинсодержащими долеритами со значительными (до 20%) зонами метадолеритов и шлирами и дискретными горизонтами меланократовых габбродолеритов, но чаще кварцевых и (или) гранофировых габбродолеритов. В ряде интрузий появляются шлиры умереннощелочных пород – от монцодолеритов до монцонитов, указывая на наличие тел промежуточного между кузьмовским и тычанским комплексами состава.

Подавляющее большинство интрузий – слабодифференцированные от долеритов до пегматоидных габбродолеритов с весьма постепенными переходами между всеми дифференциатами. Стандартное строение подобных тел (на примере интрузии мощностью 45 м на р. Ниж. Виллюйкан, прорывающей песчаники ботубинской свиты) следующее, снизу вверх (не считая микродолеритов эндоконтакта).

1. Долериты оливинсодержащие среднезернистые	25 м
2. Долериты кварцевые среднезернистые	10 м
3. Габбродолериты безоливиновые	5–6 м
4. Габбродолериты пегматоидные	4 м

В северо-западной части ареала (вдоль р. Мойеро и ее притока р. Мугамгу) интрузии кузьмовского комплекса в большинстве представляют собой субпластовые пологопадающие тела небольшой протяженности (первые километры) мощностью от 20 до 40 м, сложенные среднезернистыми долеритами с шлирами кварцевых габбродолеритов до первых метров в поперечнике; в некоторых интрузиях эти породы могут образовывать достаточно выдержанные, хотя и маломощные (менее 1 м) горизонты с резкими (шириной 3–4 мм) границами. Они нередко содержат маломощные (1–3 см) ветвящиеся обособления пегматоидных габбродолеритов. Местами присутствуют гранофировые габбродолериты – средне-крупнозернистые лейкократовые породы, часто с крупными пятнами зеленого амфибола.

Как и катангские, долериты кузьмовского комплекса отличаются большим разнообразием структур. Мелкозернистые разновидности обладают пойкилоофитовой и офитовой структурами, реже толеитовой и микродолеритовой. Среднезернистые долериты (обычно кварцсодержащие) характеризуются исключительно пойкилоофитовой структурой. По составу и соотношениям породообразующих минералов не отличаются от одноименных пород катангского комплекса. В метадолеритах темноцветные минералы замещены обычно полностью (клинопироксен по схеме авгит ← бурная роговая обманка ← актинолит ← хлорит, оливин – агрегатом магнезиальных филлосиликатов и магнетита). Изредка по актинолиту развивается щелочной амфибол.

Как правило, долериты содержат убогую сульфидную минерализацию. В интрузии мощностью 50–60 м на р. Мойеро (в 4 км выше устья р. Мойерокан) в среднезернистых долеритах в 5–6 м выше подошвы отмечена зона (2–3 м) с единичными выделениями (до 2–3 см) пирротин-халькопиритового состава. Относительно обогащены сульфидами измененные долериты (метадолериты); сульфиды ассоциируют с зонами амфиболизации.

Петрохимические параметры кузьмовского и катангского комплексов весьма близки; в представительной (216 ан.) выборке химических анализов пород, исключая пегматоидные разновидности, для 64 % случаев не удается однозначное определение принадлежности к тому или иному комплексу. Для обеих групп ведущим фактором изменчивости является Fe-Mg фракционирование, хотя для первой из них он выражен сильнее, что и проявилось в дифференцированном строении интрузии. Благодаря более выраженному фракционированию, в кузьмовском комплексе более низкая средняя магнезиальность ($K_{Mg} = 0,40$ и $0,45$ соответственно) и несколько повышенная (на 20 %) общая щелочность. Стандартные отклонения для всех элементов выше, чем для долеритов катангского комплекса. Габбродолериты по сравнению с доминирующими оливинсодержащими долеритами обогащены кремнеземом, титаном и щелочами и обеднены магнием и железом; тем не менее их железистость значимо выше. При этом только химизм габбро-пегматитов соот-

ветствует феррогабброидам. Для габбродолеритов это установлено только в одной интрузии (на р. Мугамгу), указывая на хотя и более ясную, чем для катангского комплекса, но в большинстве случаев неполнопроявленную дифференциацию. Продукты «щелочной» ветви дифференциации, широко развитые в петротипической Аламджахской интрузии, крайне редки.

Автометасоматозу долеритов отвечает совершенно иной тренд химического изменения, чем внутрикамерной дифференциации. При замещении первичных темноцветных минералов амфиболами, хлоритами и т. п. несколько увеличивается магнезиальность за счет выноса железа.

Определение содержаний микроэлементов в оливиновых долеритах нескольких слабодифференцированных интрузий в бассейне р. Мойеро (табл. 4) показывают их значительное сходство с катангским комплексом. Однако наблюдаются более низкие содержания сидерофилов (никеля и особенно хрома) и несколько повышенные – халькофилов (Cu, Zn, V). Содержания ЭПГ столь же высоки, как и в катангских долеритах, а золота в среднем вдвое больше, с максимальными концентрациями 0,02 г/т. Распределение РЗЭ однородно; кривые распределения характеризуются слабым Eu-минимумом ($Eu^* = 0,93-1,00$).

К специфической фации кузьмовского комплекса относятся интрузии гиперстеновых и гиперстенсодержащих долеритов с кварцем и биотитом, которые образуют цепочки коротких маломощных пологопадающих даек и неправильных секущих тел площадью до 5 км² с субгоризонтальными апофизами, прорывающие лавы кочечумской и нирымской свит в Центрально-Тунгусской, в меньшей степени – в Тунгусско-Вилуйской СФЗ. Интрузии концентрируются в определенных зонах, преимущественно по периферии лавового поля, отвечающих, вероятно, системам разрывных нарушений с высокой проницаемостью. Наибольшая концентрация наблюдается по периферии Центрально-Тунгусской мегавпадины, в частности на правом берегу р. Туру между реками Турукан и Икон-Бираян. Одно из тел здесь имеет мощность 50 м и протяженность до 16 км. Не менее крупная дайка протягивается на 18 км в северо-западном направлении от северной части возв. Суригдаурэн и в долине р. Тала переходит в субпластовое тело мощностью 130 м. Ориентировка даек либо северо-западная, либо северо-восточная.

Породы характеризуются преобладающей пойкилоофитовой структурой, сложены (об. %) зональным (от An_{55-67} до An_{50-52}) плагиоклазом – 35–50, авгитом $En_{31-40}Wo_{37-42}Fs_{25-31}$ – 25–35, оливином Fa_{44-46} – 3–15, титаномагнетитом – 3–6. Специфической чертой является устойчивый парагенезис гиперстена Fs_{28-35} – 1–5, кварца – 1–5 и биотита – 1–3. Толетовый мезостазис сложен хлоритом, хлорито-сланцистым агрегатом, волокнистым амфиболом, кварцем, биотитом, микрофельзитом. В обогащенных ортопироксеном участках содержание оливина также повышенное. Нередко наблюдаются регенерационные каймы альбита на плагиоклазе; сливаясь, они создают своеобразную структуру типа бостонитовой. Микродолериты эндоконтактов имеют порфириковую структуру с вкрапленниками не только плагиоклаза (зональными, An_{57-83}), но и оливина (Fa_{32-39}).

Как и интрузии Вилуйско-Котуйской зоны, некоторые тела включают шилы кварцевых габбродолеритов. Их состав, помимо появления кварца, от-

личается более кислым составом зонального плагиоклаза (An_{57-49}), повышенным содержанием мезостазиса (15–30%), содержащего анальцим и иголки апатита (до 1–2%). Появляются (достаточно редко) и обособления умеренно-щелочного состава, содержащие до 5–6% калишпата; плагиоклаз в них – андезин An_{39-42} , характерно появление титанавгита наряду с авгитом и повышенное количество титанита. В ряде интрузий (на р. Турка и других) развиты тонкие жилы лейкократовых монцодолеритов.

Вторичные изменения гиперстеновых долеритов проявляются в развитии амфибола, биотита, иддингсита, анальцима и др. При этом более значительно развитие зон метасоматических изменений вмещающих вулканогенных пород, пространственно связанных с интрузиями. Однако площади таких зон, достигающие 30 км², находятся в резком несоответствии с небольшими размерами интрузивных тел. Так, мощность одной из зон, содержащей пирит-халькопиритовую вкрапленность, у 15-метровой дайки на р. Супиречи составляет 5–15 м. Ведущими метасоматическими минералами являются актинолит, хлорит, кальцит и цеолиты.

Химический состав гиперстенсодержащих долеритов отличается повышенным содержанием железа, но по магнезиальности они не отличаются от интрузий кузьмовского комплекса. Низкие значения стандартных отклонений соответствуют невысокой степени дифференцированности этих пород.

Временем формирования кузьмовского комплекса, согласно СЛ-1000 [374], считается ранний триас. На р. Еромохон отмечены единичные случаи пересечения слабодифференцированных интрузий дайками агатского комплекса [296]. С другой стороны, на юго-востоке ареала мощная (до 600 м) дифференцированная дайка длиной 6 км на правом берегу р. Сред. Вилюйкан (устье р. Уксикта) сечет пластовую интрузию катангского комплекса [119]. Аналогичная ситуация закартирована между низовьями рек Верх. Вилюйкан и Паспорин [446]. Эти геологические данные определяют возрастное положение кузьмовского комплекса в ряде раннетриасовых интрузивных формаций, оставляя неясными его соотношения с оленёк-велингнинскими интрузиями.

Изотопные определения возраста комплекса на площади листа Q-48 отсутствуют. Однако на сопредельной с запада территории U-Pb исследования (SHRIMP II) цирконов из монцодиоритов и монцодолеритов кузьмовского комплекса показали конкордантные возраста $247,8 \pm 1,9$ и $245,6 \pm 1,9$ млн лет [53], что подтверждает отнесение комплекса к концу раннего триаса.

Оленёк-велингнинский комплекс такситовых долеритов и габродолеритов гипабиссальный ($v\beta-\omega\Gamma, \rho\Omega$). Объединяет наиболее контрастно дифференцированные от такситовых троктодолеритов до гранофилов базитовые интрузии, приуроченные в Вилюйско-Котуйской зоне разломов. Типоморфным признаком является наличие горизонта такситовых долеритов варьирующего (от троктодолеритов до безоливиновых долеритов) состава, приуроченного, как правило (но не всегда), к основанию интрузий и содержащего сульфидную минерализацию. Петротипом считается интрузия Велингна, расположенная в северо-западной части Вилюйского плато, на водоразделе среднего течения р. Велингна и истоков р. Прав. Мойерокан [138, 385].

Интрузии оленёк-велингнинского комплекса, в отличие от остальных интрузивных формаций рассматриваемой территории, характеризуются четким

структурным контролем. Все они локализованы в полосе северо-западного (290°) простирания шириной до 150–200 км и протяженностью более 700 км, от бассейна р. Мойеро на северо-западе до среднего течения р. Виллой на юго-востоке, соответствующей Виллойско-Котуйской зоне разломов, разграничивающей Анабаро-Оленёкскую антеклизу и Тунгусскую синеклизу. Здесь они являются доминирующими магматическими продуктами, хотя более ранние тела катангского и (в небольшой степени) кузьмовского комплексов также присутствуют. Выделяются два узла концентрации интрузий оленёк-велингнинского комплекса, отвечающие участкам максимальной плотности разрывных нарушений: Верхнетомбинский (водораздел истоков рек Прав. Верх. Томба и Ниж. Виллойкан) – около 25 км в поперечнике, иногда именуемый Верхнетомбинской вулкано-тектонической структурой, и Велингна-Мойероканский – между реками Мойерокан и Верх. Томба, протягивающийся вдоль крупной дизъюнктивной зоны западо-северо-западной ориентировки к р. Мойеро.

Интрузии комплекса отличаются относительно большими размерами. Площадь колеблется от 1 до 100 км², видимая мощность – от 10–20 до 180–220 м. Интрузии представляют собой тела сложной конфигурации, сочетающие субпластовые и секущие элементы. Приуроченность к зонам интенсивной разрывной тектоники определяет блоковое строение интрузивов и чередование с участками пород рамы. Это определяет в значительной мере и крайнюю неоднородность самих интрузий, выражающуюся в невыдержанности различных их горизонтов по простиранию и мощности. Кроме того, проявляется и текстурно-структурная неоднородность слагающих интрузии пород. В силу этого закономерности внутреннего строения интрузивов устанавливаются лишь в самом общем виде. В целом по морфологии выделяются расчлененные лакколито-, лополито- и пластообразные тела, залегающие в межформационной плоскости терригенных каменноугольных и пермских отложений с карбонатными – девона, силура и ордовика, а также слабодифференцированные неправильно секущие часто полукольцевые и конические интрузии, кольцевые и прямолинейные дайки в карбонатных отложениях палеозоя. К наиболее крупным относятся интрузии Велингна, Хукочар, Мойерокан I и II, Северная, Ирэктэчи (в Велингна-Мойероканском узле), Верхнетомбинская, Нинима, Верблюжья (в Верхнетомбинском узле), а также Нижнетомбинская к востоку от последнего [385]. В бассейне р. Мойерокан выделяется сложнопостроенная система конических и неправильно секущих интрузий – так называемое Мойероканское мегакольцо размером около 70×170 км, вытянутое в северо-западном направлении [177, 385, 447].

Наиболее детально изученными вследствие присутствия относительно значительной сульфидной минерализации являются интрузии Велингна, Нинима и Нижнетомбинская.

Интрузия Велингна [138] имеет форму пологосекущего (углы падения подошвы не превышают 20°) асимметричного лополита, наклоненного к югу и усложненного крутосекущими апофизами. Протяженность ее 11–13 км, ширина – 4–6 км, видимая мощность – 130–155 м. Залегает в зоне тектонического контакта карбонатных пород силура и девона и песчано-глинистых – верхнего палеозоя. Псевдостратификация, подчеркиваемая плоскопараллельными текстурами пород, проявлена в самом общем виде; погружение ориентированных

текстур более пологое, чем подошвы интрузива, но в целом квазисогласное с ней. Переходы между основными дифференциатами постепенные, но контуры шлировых обособлений четкие.

В разрезе интрузии выделяются три горизонта: нижний – такситовые долериты и габбродолериты с шлирами гранофиров и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (мощностью до 35–50 м); средний – оливинсодержащие долериты и габбродолериты с линзами габбро-пегматитов (от 10–15 до 30–40 м); верхний – габбродолериты и габбродиориты со шлирами диорит-пегматитов и гранофиров (от 5–7 до 20–25 м). В экзоконтактах вмещающие терригенные породы ороговикованы, а карбонатные мраморизованы. Характерны монтichelлитовые и пироксен-монтichelлитовые скарны с мелилитом. Мощность зон мраморизации и скарнирования достигает 25–30 м, ороговикования – не превышает 1–2 м.

В 20 км западнее (на левом борту р. Прав. Мойерокан) находится близкая по строению интрузия Мойерокан I – пологонаклонное на запад тело мощностью 40–60 м с крупными блоками вмещающих пород в центральной части. Здесь горизонт такситовых долеритов с пятнистой текстурой и шлирами и жилами гранофиров и монцогаббро (20–30 м мощностью) локализован в средней части разреза интрузии; количество шлиров выше ближе к верхам горизонта, составляя местами до 40 % его объема. Впрочем, нижний горизонт среднезернистых долеритов (местами такситовых) с единичными нечеткими обособлениями лейкодолеритов локально выклинивается, но на других участках увеличивается до 10–15 м. Верхи интрузии слагают габбродолериты, участками трахитоидные, с жилами (от 1 до 10–15 см) гранофиров, пироксеновых гранофиров и монцогаббро; этот горизонт маломощен (не более 5 м) и нередко также отсутствует.

Интрузия Нинима, расположенная в истоках одноименной реки (левый приток р. Ниж. Томба) представляет собой сложнопостроенное тело, залегающее на контакте верхне- и среднепалеозойских отложений. Площадь его 20–25 км², мощность – от 20–30 м (в северной части) до 80–100 м (в южной). Основной объем интрузии занимают оливиновые долериты. Такситовые долериты не приурочены здесь к подошве интрузивного тела, а образуют среди оливиновых долеритов три зоны субмеридионального простирания протяженностью до 500 м при мощности до 150 м. Троктодолериты и оливин-биотитовые долериты образуют в подошве интрузии линзы мощностью 5–10 м.

Наибольшим по мощности представителем оленёк-велилингнинского комплекса является Нижнетомбинская интрузия, расположенная в верхнем течении одноименной реки (на территорию листа Q-48 попадает ее западная часть площадью около 5 км²). Представляет собой лополитообразное тело мощностью до 180–200 м, приуроченное к межформационной плоскости в нижнесилурийском разрезе. Она дифференцирована от троктолитовых габбродолеритов до габбродиоритов, диорит-пегматитов и гранофиров. Широко проявлены линейно-ориентированные текстуры (полосчатость, трахитоидность), отражающие структуры течения расплава. Расслоенное строение интрузии состоит в последовательном чередовании снизу вверх, не считая эндоконтактовых микродолеритов, нескольких горизонтов.

1. Такситовые троктолитовые габбродолериты.....	20–25 м
2. Оливиновые габбродолериты	45–50 м
3. Оливинсодержащие габбродолериты	65–70 м
4. Безоливиновые габбродолериты, содержащие линзы и шлиры феррогаббро, диорит-пегматитов и габбродиоритов	50–55 м

Предложена и другая точка зрения, предполагающая многофазное строение Нижнетомбинской интрузии [257]. К первой фазе отнесены оливинсодержащие габбродолериты (мощностью 70 м) с шлирами габбро-пегматитов, гранофилов и феррогаббро, ко второй – такситовые троктодолериты и оливинсодержащие габбродолериты (115 м), к третьей – мелкозернистые долериты (73 м).

В интрузии Хукочар, полого наклоненной на юго-запад, мощность горизонта такситовых и трахитоидных пород достигает 90 м при общей мощности тела 100–140 м [385]. Она четко дифференцирована от оливин-биотитовых и троктолитовых долеритов в основании к габбродолеритам (с шлирами микропегматитов) в средней части разреза до трахитоидных габбродиоритов с линзами диорит-пегматитов и гранофилов в верхах.

В интрузиях западной части ареала дифференциация обычно менее выражена. Это, в частности, относится к конической интрузии Мойероканское кольцо, которая состоит из крутонаклонного секущего тела и субпластовых непротяженных апофиз на разных уровнях карбонатной толщи ордовика–силура [447], ксенолиты которой обычны в этих апофизах. Центральная часть этого тела сложена средне-крупнозернистыми оливиновыми долеритами с таксито-офитовой и пойкилоофитовой структурой, и лишь в мелкозернистых долеритах эндоконтакта появляются такситовые текстуры.

В дифференцированных интрузиях в бассейне р. Мойеро меланократовые разности занимают незначительное место; дифференциация выражена главным образом в формировании линз, шлиров, жил, иногда дискретных горизонтов кварцевых габбродолеритов резко изменчивой мощности, а также гранофиловых габбродолеритов. Эта часть ареала отличается преобладанием секущих тел сложной морфологии, прослеживающихся часто на значительные расстояния. К таким относится наиболее протяженная интрузия (Кочоканская) площадью 35 км², протягивающаяся более чем на 50 км и составляющая западное продолжение Мойероканского мегакольца в районе устья р. Кочокан. Она образована серией наклонных даек долеритов мощностью от 30 до 100 м, переходящими на водоразделах в пластовые многоярусные залежи до 140 м мощностью. Тем не менее на данной площади присутствуют и крупные субпластовые тела, например, одна из крупнейших дифференцированных интрузий региона (площадь – 60 км², мощность – не менее 60 м), расположенная на северной рамке листа (левобережье р. Мойеро, ниже устья р. Делингэ), которая полого погружается на юго-запад в соответствии с залеганием вмещающих кембрийских отложений. Нижняя часть интрузии (30–35 м) сложена среднезернистыми долеритами, участками амфиболитизированными. В верхней части появляются шлиры (до 8 м в поперечнике) крупнозернистых лейкократовых кварцевых габбродолеритов, составляющие не менее 20 %, и небольшие (обычно до 0,3 м, но местами до 1,2 м мощностью)

линзы пегматоидных габбродолеритов. Локально долериты и габбродолериты секутся прожилками (7–20 см) монзонитов.

Охарактеризованные интрузии существенно различаются размерами, морфологией тел, условиями залегания, но характеризуются сопоставимым с петротипом внутренним строением, определяемым особенностями процессов дифференциации, при всей контрастности объемных соотношений основных дифференциатов.

Основание интрузий обычно слагают такситовые долериты и габбродолериты. В одних интрузиях они слагают единичные шпировидные обособления мощностью до 1–2 м, в других – протяженные горизонты мощностью обычно 7–9 м, но в интрузии Велингна – до 50 м. Объединяемые в эту группу породы характеризуются обычно развитием эвтакситовой текстуры, высоким содержанием ксенолитов вмещающих пород (как правило, перекристаллизованных) и постоянным присутствием сульфидной медно-никелевой минерализации. В составе горизонта в разных соотношениях выделяются троктодолериты, оливин-биотитовые, оливиновые и безоливиновые долериты, габбродолериты, пегматоидные габбродолериты, плагиоклазовые пироксениты и другие породы, которые характеризуются таксито-офитовой, пойкилоофитовой, габбро-офитовой, габбровой, гипидиоморфнозернистой, пегматитовой и другими структурами. Количественные соотношения породообразующих минералов варьируют в очень широких пределах: плагиоклаз – 7–58 %, авгит – 22–80 %, оливин – 0–20 %, гиперстен и пижонит – 0–5 %, биотит – 0–3 %, окисно-рудные минералы – 1–6 %, сульфиды – до 11 %. Второстепенные, вторичные и акцессорные минералы – роговая обманка, хлорит, пренит, тальк, боулингит, иддингсит, эпидот, титанит, апатит.

Троктолитовые разности отличаются повышенной магнезиальностью и, соответственно, высоким содержанием оливина (15–23 %) и высокомагнезиальным пироксеном ($En_{39-51}Fs_{17}$).

Плагиоклаз состава от An_{60-84} до An_{36-42} слагает лейсты, таблитчатые и ксеноморфные кристаллы размером 0,4–3,0 мм, а также неправильной формы выделения в пегматитовых срастаниях с авгитом и графических с кварцем. Местами (достаточно редко) замещается пренитом, хлоритом, карбонатом, серицитом. Авгит ($En_{39-46}Wo_{33-40}Fs_{19-29}$) представлен аллотриоморфными зернами, призматическими кристаллами и пойкилокритами размером 0,3–5,0 мм. В троктодолеритах и оливин-биотитовых долеритах часты продукты распада авгита в виде пертитов распада пижонита ($En_{56}Wo_{14}Fs_{30}$) и гиперстена (Fs_{27-30}). В пегматоидных габбродолеритах авгит замещается роговой обманкой, а та, в свою очередь, хлоритом с точечными выделениями магнетита и нередко с чешуйками биотита. Оливин кристаллизуется в основном в форме субизометричных зерен состава Fa_{27-48} размером 0,2–0,4 мм и железистых пойкилокрисов Fa_{56-68} – до 1,8 мм; первые более характерны для оливин-биотитовых долеритов, вторые – для оливиновых. Гиалосидерит обычно замещается боулингитом и тальком, а гортонолит – красно-бурым иддингситом, часто с каймами магнетита. Среди окисно-рудных минералов преобладает титаномагнетит, ильменит встречается чаще в пегматоидных габбродолеритах. Магнетит присутствует лишь в виде остаточной вкрапленности в продуктах замещения авгита и оливина. Сульфиды распределены крайне неравномерно. Доминиру-

ющее положение занимает вкрапленный тип (состав – пирит, пирротин и халькопирит) с размером вкрапленников до 1–5 мм, реже присутствуют шлировые обособления, достигающие размера 15 × 60 мм и имеющие полиминеральный состав (кубанит, халькопирит, пирротин, пентландит и в резко подчиненных количествах – макинавит, виоларит и бравоит).

Центральную часть интрузий мощностью от 10–15 до 40–50 м составляют оливинсодержащие долериты и габбродолериты с линзами и шлирами габбро-пегматитов. Они характеризуются средне- и крупнозернистой призматическизернистой и офитовой структурами. От вышеописанных пород отличаются пониженной магнезиальностью темноцветных минералов – авгита ($\text{En}_{37-40}\text{Wo}_{32-35}\text{Fs}_{25-31}$) и оливина (две генерации, соответственно Fa_{48-54} и Fa_{56-70}) и в целом их меньшим количеством (авгит – не более 45 %, оливин – до 5 %). Плагиоклаз составляет 40–65 %, по составу отвечает An_{40-65} . Характерны высокие содержания кварца и калишпата (1,5–12,0 %), а также продуктов замещения ведущих минералов (5–15 %). В габбро-пегматитах плагиоклаз образует зерна размером до 1–2 см. Он представлен кислым андезином и обычно альбитизирован, в первую очередь в контакте с кварц-калишпатовым мезостагисом, составляющим 8–13 %. Оливин отсутствует, но амфиболизированный авгит может составлять до 40 %.

Верхняя часть разреза с максимальной мощностью 25–30 м отмечена только в некоторых крупных интрузиях, не подвергшихся денудации. Наиболее полный набор дифференциатов включает габбродолериты и габбродиориты со шлирами диорит-пегматитов и гранофигов. От ведущих разновидностей средней части они отличаются низким содержанием (6–20 %) клинопироксена и его пониженной магнезиальностью ($\text{En}_{23-33}\text{Wo}_{36-45}\text{Fs}_{30-36}$), так же как и оливина (Fa_{69-73}). Плагиоклаз (An_{34-58}) представлен призматическими и таблитчатыми кристаллами размером 2–5 мм с включениями рекристаллизованного вулканического стекла, трещиноват. Характерна обогащенность окисно-рудными минералами (5–17 %) и особенно амфиболами (13–38 %), развивающимися по пироксену. Для гранофировых габбродолеритов и диорит-пегматитов характерно высокое содержание кварца и микропегматита (17–39 %).

Гранофиры весьма разнообразны как по внешнему облику, так и по составу. В целом это мелкозернистые породы светло-оранжевого цвета с графической структурой. Состоят из (%) плагиоклаза An_{28-36} (5–24), хлорита и амфибола (9–17), кварца, калишпата и микропегматита (52–71), окисно-рудных минералов (0,5–4,0). Постоянно присутствуют апатит, титанит, циркон.

Химический состав интрузий комплекса характеризуется существенными колебаниями содержаний петрогенных элементов вследствие их умеренного фракционирования при процессах дифференциации. Содержание SiO_2 (в пересчете на 100 %) варьирует от 44 до 74 %, K_{Mg} – от 0,08 до 0,64, сумма щелочей достигает 9 % (в гранофирах Нижнетомбинской интрузии), а FeO^* и TiO_2 – 27 и 4,7 % соответственно (в толеитовых долеритах интрузии Хукочар). При всех этих аномальных значениях, однако, состав основных дифференциатов, составляющих более 99 % объема комплекса, достаточно выдержан в целом, но варьирует для конкретных интрузий, что может быть в определенной степени связано с неравномерностью их обогащенности и различной представительностью опробования. В целом комплекс относится

к известково-щелочной серии, отражая повышенное содержание щелочей и пониженную магнезиальность исходного расплава, при резком преобладании натрия над калием, как и для остальных магматических формаций Тунгусской провинции. Эти региональные особенности проявляются при сопоставлении оленёк-велингинского комплекса с близкими по строению и составу дифференциатов интрузиями северо-западной и северной частей Сибирской платформы (курейским и карамским комплексами), которые характеризуются более высокой основностью, пониженным содержанием извести и обеднением щелочами, особенно натрием.

В петрохимическом аспекте ведущим фактором дифференциации является относительное накопление железа, титана, фосфора, кремнезема и щелочей при обеднении глиноземом, кальцием и магнием. Наиболее поздние дифференциаты отвечают по составу умереннощелочным высокожелезистым породам среднего состава (монцоидиоритам). При близких исходных параметрах с кузьмовским комплексом, в дифференциации оленёк-велингинских интрузий существенно меньшая роль принадлежит фракционированию щелочей и кремнезема.

Вместе с тем как средние валовые химические составы [138], так и петрохимические тренды дифференциации достаточно различаются для конкретных интрузий. В этом аспекте выделяются три группы интрузий. К первой относятся, в первую очередь, наиболее дифференцированные интрузии Велингна и Хукочар, выделяющиеся повышенными содержаниями щелочей, титана, фосфора и железа и пониженными – магния и алюминия. Ведущий тренд в них определяется фракционированием магния и алюминия, с одной стороны, и железа, титана и фосфора – с другой, что приводит к формированию феррогабброидов. Вторую группу представляет высокомагнезиальная и высокоизвестковистая интрузия Нинима, при дифференциации которой имеет место накопление кремнезема, глинозема и натрия при резко подчиненной роли Fe-Mg фракционирования. Представителями третьей группы являются интрузии Нижнетомбинская, Верхнетомбинская и Большой Ручей, по содержаниям петрогенных компонентов занимающие промежуточное положение между Велингинской и Нинимской группами. В них четко проявлено обособление лейкократовых (высокремнеземистых) разностей при ведущей роли калия в фракционировании щелочей; фракционирование железа выражено слабо.

Содержания Ni, Co и Cu в большинстве интрузий близки к кларкам основных магматитов [88], но в интрузиях Нинима, Мойерокан I и II и Нижнетомбинской несколько выше, составляя в среднем 0,02–0,04 % для NiO и 0,007–0,008 % для CoO [385]. При этом распределение микроэлементов в интрузиях комплекса неравномерно. Содержание Ni составляет в такситовых долеритах и габбродолеритах 0,030–0,041 %, а в долеритах средних и верхних горизонтов падает до 0,01 % и ниже. Содержание Cu в такситовых горизонтах также выше в 2–4 раза. Распределение хрома тоже неравномерно, достигая максимальных концентраций (0,03 %) в оливиновых долеритах и габбродолеритах, а также микродолеритах эндоконтакта.

Оливиновые долериты и габбродолериты менее дифференцированных интрузий северо-западной части ареала (долина р. Мойеро) отличаются близкими к кларкам концентрациями сидерофильных и халькофильных элементов (за

исключением обедненности Ni), существенно не отличаясь по содержаниям редких элементов от катангского комплекса (табл. 4). Аналогичны также содержания ЭПГ и золота, достигающие 0,25 (Pd) и 0,022 г/т соответственно. Наиболее заметна геохимическая специфика по распределению РЗЭ, отличающемуся разнообразием как по суммарному содержанию ($\Sigma\text{REE} = 30\text{--}131$ ppm), так и по наличию и знаку Eu аномалии ($\text{Eu}^* = 0,76\text{--}1,21$). Соотношение LREE/HREE выдержано, но значительно ниже, чем в катангском комплексе. В отличие от последнего, распределение РЗЭ четко коррелирует с составом базитов. Максимальные положительные Eu аномалии характеризуют породы с наибольшими содержаниями глинозема и никеля; отрицательные аномалии более выражены в обогащенных кремнеземом, железом, титаном, фосфором и халькофильными элементами поздних дифференциатах, которые в целом обогащены редкими землями.

При этом отдельные изученные интрузии на р. Верх. Томба отличаются по содержаниям ряда элементов от тел на р. Мойеро. В наибольшей степени это проявлено для Pb, Sb, Pd, Au, аналогично катангскому комплексу. Содержания палладия по сравнению с районом р. Мойеро понижены в 9 раз, золота – в 4 раза, платины – в 2 раза, тогда как максимальные концентрации свинца и сурьмы достигают 318 и 3,7 г/т соответственно (в интрузии Нижняя-1), в то время как на р. Мойеро аналогичные показатели составляли 10 и 1,1 г/т. Тренды химической изменчивости на различных участках распространения интрузий для катангского и оленёк-велинггинского комплексов одинаковы.

Все интрузии несут следы сульфидной медно-никелевой минерализации. Рассеянная вкрапленность пирротина, пентландита, пирита, халькопирита обычна в оливинсодержащих долеритах, а также в такситовых микродолеритах эндоконтакта (например, в Мойероканской конической интрузии) и мета-долеритами. В интрузиях Нинима и Велингна выявлены оруденелые зоны [25, 124, 138, 385]. Здесь также отмечена сульфидная вкрапленность в эндоконтактах (а также в экзоконтактовых монтичеллит-пироксеновых мраморах), но основная масса сульфидов приурочена к горизонтам такситовых долеритов. Линзообразные зоны вкрапленных руд (с содержанием Ni – 0,04–0,12 %, Cu – 0,1–0,7 %) достигают 2 км в длину при мощности до 10–40 м. Ведущие рудные минералы – пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, магнетит, при спорадическом появлении валлериита, никелистого пирита, виоларита, бравоита, сфалерита и др. Распределение сульфидов внутри рудных зон весьма неравномерно и колеблется от 0,5 до 3 %, редко достигая 10 %. Отдельные шпирсы сульфидов достигают 5,5 см в поперечнике.

Такситовые долериты интрузии Хуочар характеризуются повышенным содержанием магнетита, образующего совместно с плагиоклазом крупные (до нескольких сантиметров) участки сидеронитовой структуры.

K-Ar датирование пород комплекса на сопредельной с севера площади показало значительный разброс значений абсолютного возраста (203 ± 12 , 245 ± 12 , 242 ± 5 , 237 ± 5 млн лет) [51], хотя и не противоречит следующему из геологических данных раннетриасовому времени его формирования [374]. Положение в ряде интрузивных формаций рассматриваемой территории устанавливается весьма неопределенно. На ее северо-западе, в бассейне р. Мойеро, упомянут случай секущего положения оленёк-велинггинской интрузии

по отношению к пластовому телу катангского комплекса [296]. Определения ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста долеритов из нескольких дифференцированных интрузий в том районе (на реках Мойеро, Мойерокан и его правом притоке – р. Хунгтукун) отвечают значениям $246,0 \pm 1,07$ (по биотиту), $240,12 \pm 1,21$, $246,0 \pm 1,14$ и $240,39 \pm 1,45$ (по валовому составу) млн лет, что подтверждает их более позднее формирование по сравнению с катангским комплексом [296].

Считающееся более прецизионным для рассматриваемых пород датирование U-Pb (SHRIMP II) методом по циркону и бадделейту подтверждает раннетриасовый возраст интрузий. Датирование бадделейтов дало неоднозначные результаты: средний возраст $259,2 \pm 4,4$ млн лет. Вместе с тем конкордантный возраст циркона в $246,9 \pm 1,7$ млн лет определен для высокожелезистого и высокотитанистого, обедненного щелочами габбродолерита Кочоканской интрузии (среднее течение р. Мойеро), а для оливинового габбродолерита с гранофировыми включениями из крупной интрузии на северной рамке листа – $252,3 \pm 1$ млн лет.

Тычанский комплекс умереннощелочных долеритов гипабиссальный ($\epsilon\beta\Gamma_1 t\check{c}$). В этот комплекс включены интрузии с существенной ролью среди дифференциатов умереннощелочных долеритов и габбродолеритов, а также монцонитоидов. Подобные интрузии были описаны А. П. Лебедевым [117] в бассейнах рек Подкаменная и Ниж. Тунгуска и в бассейне р. Бахта и других в группе «долеритов гибридного ряда». М. Л. Лурье с соавторами [122] отнесли их к тычанскому комплексу, названному по р. Тычаны (лист Р-47), где был описан петротип комплекса. От близкого по набору дифференциатов кузьмовского комплекса отличается преобладающим «боуэновским» трендом дифференциации, с появлением продуктов, обогащенных кремнеземом и в меньшей степени – щелочами, с четкой натриевой специализацией (в отличие от катангских интрузий повышенной щелочности). В соответствии с этим к тычанскому комплексу отнесены магматические тела, включающие в качестве дифференциатов монцогабброиды и монцониты.

На площади листа Q-48 интрузии тычанского комплекса весьма редки и представлены лишь несколькими (порядка 10–12) небольшими (площадью до 5–6 км²) телами, прорывающими верхнепалеозойские породы на склоне Тунгусской синеклизы (Вилюйско-Котуйская СФЗ); исключение составляет лишь Средневилюйканская интрузия на левобережье соответствующей реки, достигающая 20 км². Большая часть интрузий локализована на востоке территории листа между реками Верх. Вилюйкан и Ниж. Вилюйкан: помимо Средневилюйканской, это интрузии Догнё, Скарновая, Прирусовая и др. [385]. Отдельные интрузии, однако, отмечены северо-западнее (на реках Ихэленгда и Сида) указанного района. Таким образом, ареалы кузьмовского и тычанского комплексов совпадают, что наряду с близостью их внутреннего строения и вещественного состава определяет дискуссионность типизации ряда интрузий; в этом случае критерием формационной типизации служат петрогеохимические данные.

По условиям залегания все интрузии представляют собой секущие тела неправильной формы с различными, большей частью пологими углами падения контактов. Вместе с тем некоторые тела переходят в сложные системы даек, обычно извилистых, разветвленных, в т. ч. кольцевых или полукольцевых.

вых, резко варьирующей мощности (от 10–30 до 200–400 м). Как правило, интрузии активно тектонизированы и имеют блоковое строение, что обуславливает известную условность в определении их условий залегания и внутренней структуры. При своих небольших размерах интрузии отличаются разнообразием структурно-текстурных особенностей слагающих их пород, в т. ч. гранулометрических параметров породообразующих минералов – от тонкозернистых до грубозернистых пегматоидного облика, а также высоким содержанием позднемагматических и метасоматических минералов: эгирин-авгита, обыкновенной и умереннощелочной роговой обманки, актинолита, хлорита, биотита, цеолитов, альбита, карбонатов, палагонита и др. Обычно краевые части интрузий сложены умереннощелочными миндалекаменными микродолеритами, тонкозернистыми и мелкозернистыми долеритами, сменяющиеся к центральной части тел среднезернистыми и крупнозернистыми эссексит-долеритами, габбро-эссекситами со шширами и гнездами эссексит-пегматитов и жилами кварцевых монцонитов.

Наиболее характерным представителем тычанского комплекса является Прирусовая интрузия, расположенная в долине верхнего течения р. Лев. Ниж. Виллойкан [25, 385]. В этой интрузии умереннощелочные габброиды слагают большую часть ее объема. На современном эрозионном срезе интрузия залегает в лландоверийских породах и представляет собой вытянутое в широтном направлении тело размером 2×4 км. Углы падения подошвы интрузии варьируют в широких пределах – от $1-10^\circ$ (в восточной части тела) до 90° (в западной). Мощность также резко изменчива – от 10–15 до 40–50 м. Нижняя часть интрузии видимой мощностью 12–15 м сложена умереннощелочными долеритами, эссексит-долеритами и габбро-эссекситами с жилами кварцсодержащих монцонитов мощностью 15–20 см и в верхней ее части – со шширами эссексит-пегматитов (до 0,5 м). Верхняя часть интрузии представлена эссексит-долеритами с жилами габбро-пегматитов. К эссекситам приурочена слабая сульфидная минерализация (пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит).

Наиболее характерными породами являются средне- и крупнозернистые эссексит-долериты и эссекситы, характеризующиеся офитовой, субофитовой, пойкилоофитовой, габбро-офитовой и гипидиоморфнозернистой структурами. Они сложены (об. %) плагиоклазом An_{48-63} – 30–45, клинопироксеном (авгит, пижонит-авгит, пижонит) – 15–25, роговой обманкой (баркевикит) – 5–10, ортопироксеном – до 3–5, окисно-рудными минералами – 2–3, тальком и хлоритом – до 5–8, анальцимом и другими цеолитами – 6–18, биотитом – 3–6; постоянно присутствуют калишпат, апатит, титанит, сульфиды. Подчиненные габбро-эссекситы отличаются крупнозернистым строением и преобладанием габбро-офитовой структуры. В их минеральном составе заметно выше содержание анальцима, продуктов преобразования плагиоклаза (цеолитов, альбита) и клинопироксена (эгирин-авгита, баркевикита), а также акцессориев – титанита, апатита и циркона. Присутствует разноразмерная вкрапленность сульфидов, представленная пирротином, халькопиритом и пиритом.

Кварцсодержащие монцониты обладают гипидиоморфнозернистой среднезернистой структурой. Сложены (об. %) плагиоклазом An_{42-51} – 30–40, пелитизированным калишпатом – 21–38, кварцем и микропегматитом – 3–5. Темно-

цветные минералы полностью замещены хлорит-амфиболовыми агрегатами, занимающими до 15–25 % объема породы. Окисно-рудные минералы – 5–7 %.

Пегматитовая (в сочетании с пегматофировой) структура эссексит-пегматитов обусловлена взаимным прорастанием титанистого клинопироксена, амфибола, плагиоклаза и микрографическими срастаниями кварца и калишпата. Крупные (до 1–2 см) зерна кислого андезина и титанавгита представлены в равной степени (до 40 %). Среди вторичных минералов обычны керсутит и баркевикит, широко развиты карбонаты, актинолит, хлорит и др. Анальцит, калиевый полевой шпат и кварц, выполняющие интерстиции основных породообразующих минералов, занимают до 13 %.

Порфиновые микродолериты эндоконтактных частей интрузий отличаются миндалекаменной текстурой. Миндалины размером до 80 мм занимают до 15–20 % объема породы. Как правило, они сформированы цеолитами и светло-зеленым хлоритом со сферолитовой структурой, реже халцедоном и кальцитом. Порфиновые выделения (до 2,1 мм длиной) составляют не более 65 %; они представлены альбитизированным плагиоклазом An_{43-64} , причем плагиоклаз основной массы имеет тот же состав. Основная масса породы отличается высоким содержанием рудных минералов (12–18 %), часто выполняющих совместно с остаточным стеклом интерстиции плагиоклаза. Анальцит присутствует постоянно, характерны также сравнительно высокие содержания апатита и титанита.

В зонах экзоконтакта вмещающие породы мощностью до 10–20 м ороговикованы и скарнированы, а карбонатные до нескольких десятков метров мраморизованы.

Другие интрузии тычанского комплекса сложены набором пород, типичных и для представителей иных дифференцированных комплексов – долеритами, метадолеритами, меланократовыми, кварцевыми и гранофировыми габбродолеритами, однако все в той или иной степени характеризуются развитием монцогабброидов и монцодиоритоидов.

Например, в интрузии Догнё [385] нижняя часть сложена оливин-плагиофировыми мелкозернистыми долеритами, вверх по разрезу переходящими в среднезернистые пойкилоофитовые долериты с полосами и пятнами метадолеритов, составляющими 20–50 об. %. Меланократовые габбродолериты образуют в них сеть ветвящихся прожилков, а кварцевые – шпировидные обособления (до 20 см мощностью). Выше лежат безоливиновые крупнозернистые долериты с горизонтами гранофиров, монцогаббро и кварцевых монцонитов; последние содержат до 25 % щелочного полевого шпата и до 10 % – кварца. Долериты верхнего контакта – мелкозернистые, иногда такситовые (сочетающие участки офитовой и пойкилофитовой структур). Суммарная мощность интрузии оценивается в 40–50 м. Бедная (но местами до 2–3 %) пирит-пиротиновая вкрапленность, приуроченная к мелкозернистым долеритам нижнего горизонта, метадолеритам и меланократовым габбродолеритам.

Интрузия р. Ихэленгда [446] представляет собой кольцеобразную систему секущих тел с пластообразными элементами. Субпластовая часть интрузии сложена интенсивно измененными долеритами (до метадолеритов), на отдельных участках сменяющимися меланократовыми габбродолеритами с обособле-

ниями кварцевых габбродолеритов. В верхах разреза в долеритах отмечается горизонт гранофировых габбродолеритов и линзы монцонитов.

Две небольшие (2–4 км²) субпластовые интрузии умереннощелочных базитов мощностью до 40 м расположены в истоках р. Давакит на левобережье р. Сиды. В отличие от вышерассмотренных интрузий, они сложены монцогабброидами со шлирами розоватых монцодиоритов размерами до 30–40 м² и пегматоидных габбродолеритов – до 100 м². Основная часть интрузии сложена крупнозернистыми лейкократовыми породами с вкрапленностью магнетита, концентрация которого на некоторых участках достигает 5–7% [296].

Ветвящиеся жилы монцодолеритов мощностью до 1–3 м описаны в небольшой своеобразной интрузии в долине р. Вилуой, ниже устья р. Голомоконь. Интрузия сложена микродолеритами (в центральной зоне) и среднезернистыми долеритами. Монцодолериты характеризуются монцонитовой структурой с вкрапленниками альбита (An_{6–8}), заместившим первичный андезин An_{38–41}, и ферроавгита En_{24–26}Wo_{34–38}Fs_{38–40}. Основная масса сложена (%) кислым плагиоклазом – 20, авгитом – 20, калишпатом – 15, кварцем – 10, титаномагнетитом – 3–5, апатитом – до 5, вторичным хлоритом – 7–8.

По химическому составу отнесенные к тычанскому комплексу породы резко отличаются высоким содержанием кремнезема (> 50% SiO₂), щелочей ($\Sigma\text{Alk} = 3,1–6,8\%$, в среднем более 5%) и, соответственно, низкими содержаниями извести, магнезии и глинозема; магнезиальность наиболее низкая среди всех магматических формаций (хотя значения K_{Mg} достигают 0,52 в меладолеритах интрузий Догнё и Ихэленгда, в среднем они составляют около 0,30). Примечателен также натриевый характер щелочности; Na/K отношение в тычанских интрузиях максимально. Они также обладают повышенными содержаниями V, Zr, Zn, Cu, Be, Ga, Pb и пониженными – Ni, Co и Cr.

Взаимоотношений пород тычанского комплекса с другими магматическими телами на рассматриваемой территории не описано, но в петротипическом районе (в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, лист Р-47) наблюдаются пересечения дайками умереннощелочных базитов силлов катангского комплекса. Возраст тычанского комплекса в этом районе принимается раннетриасовым, но послекатангским, что и отражено в Анабарско-Вилуойской СЛ-1000 [374]. Это подтверждается конкордантным возрастом в $245,6 \pm 1,8$ млн лет, полученным при датировании U-Pb методом цирконов из пород комплекса на сопредельной с запада территории [53].

Агатский комплекс долеритовый гипабиссальный ($\beta\Gamma_{ag}$). К агатскому комплексу М. Л. Лурье и др. [122] отнесли мелкие дайки, неправильной формы тела и штоки размером в десятки и первые сотни метров, сложенные скрытокристаллическими и тонкозернистыми долеритами, прорывающие туфы, лавы и покровы базальтов и все более древние интрузивные тела на р. Агата (бассейн р. Ниж. Тунгуска). До настоящего времени они принимаются в качестве петротипа для всей Сибирской платформы.

На территории листа Q-48 к этому комплексу отнесены линейные дайки, прорывающие палеозойские осадочные отложения на склоне и борту Тунгусской синеклизы и связанные, очевидно, с Вилуойско-Котуйской зоной разломов. Наибольшая их концентрация отмечается на междуречье Мойеро–Майгунгдахон. Преобладающая ориентировка тел – северо-западная и субме-

ридиональная, реже субширотная и северо-северо-восточная. Мощность даек колеблется от метров до первых десятков метров, максимальная (150 м) отмечена на правом берегу р. Еромохон [296]. Протяженность обычно не более первых километров, однако отдельные дайки прослежены на 20–25 км. Таковы, например, линейные тела, протянувшиеся от р. Олба до р. Догнё (северо-западного простирания) и от верховьев р. Прав. Дюкар до верховьев р. Бунил-Биран (северо-восточного).

Интрузии комплекса весьма однородны по составу. Они сложены средне- и мелкозернистыми долеритами с пойкилоофитовой структурой, аналогичными породам катангского комплекса. Эндоконтакты, имеющие обычно незначительную мощность (0,5–1 м, иногда первые метры), представлены обычными массивными порфиroidными микродолеритами, в редких случаях последние миндалекаменные (на р. Прав. Дюкар), с развитием хлорита, кальцита и пирита в пустотах. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород (осветление, уплотнение, мраморизация) не превышают 0,1–0,3 м по мощности.

По петрогеохимическим параметрам (табл. 3, 4) агатский комплекс аналогичен катангскому. Правда, в одной из даек в долине р. Мойеро (между устьем р. Делингдэкэн и районом оз. Агиды) отмечено аномальное содержание олова (12 г/т).

На р. Мойеро вскрыты секущие контакты даек агатского комплекса с интрузией кузьмовского комплекса. Наиболее позднее формирование этих даек в последовательности траппового магматизма региона подтверждается и определением ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста одного из тел на р. Хунгтукун – $235,8 \pm 1,8$ млн лет [296]. Фрагментарные данные о позднем формировании являются единственным аргументом для выделения (на рассматриваемой территории) агатского комплекса, по вещественному составу полностью аналогичного катангскому. Возраст комплекса принят раннетриасовым в соответствии с серийной легендой [374].

РАННЕТРИАСОВЫЕ ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На геологической карте дочетвертичных образований внемасштабным знаком показаны участки локального развития вулканитов эксплозивных фаций значительной мощности, интерпретируемые как древние вулканические аппараты (центры извержений). Данные объекты нарушают типичную стратиграфическую последовательность вулканогенной толщи соответствующих площадей, формируя локальные тела аномальной мощности, сложенные грубообломочными вулканокластическими породами.

Значительное количество вулканических аппаратов как трещинного, так и центрального типа было выделено при среднемасштабном картировании [19, 28, 119, 279, 446, 447]. Центры извержений приурочены к локальным поднятиям и обычно фиксируются сериями даек и секущих штокообразных тел долеритов, интерпретируемых как подводящие каналы. Кроме того, критериями идентификации палеовулканов служат изменение субгоризонтального залегания лавовых покровов на наклонное с углами до 10–15°; редукция маркирующих покровов вплоть до их полного выклинивания; появление в эффузивных разрезах быстро выклинивающихся горизонтов туфов и базальтов различной

структуры; своеобразная морфология интрузий толеитовых (палагонитовых) и плагиофировых долеритов, образующих обычно островерхие конусы (с диаметром основания до 50–70 м), реже кольцевые дайки с асимметричными стенками и линзами ксенотуфов в центре; развитие даек ксенотуфов и туфов; широкое развитие метасоматических изменений.

Подавляющее большинство аппаратов выявлено на площадях развития вулканокластических пород. Очевидно, что реконструируемые палеовулканы составляют лишь небольшую долю от действовавших на исследованной территории. На многих площадях развития бугариктинской свиты (например, на юго-востоке ее ареала, на участках рек Нерундакан, Юнэкэн и др.) и нидымской свиты выявлено широкое развитие глыбовых ксенотуфов, но характерные для вулканических построек разрезы здесь не зафиксированы. Очевидно, подавляющая часть вулканических аппаратов, располагавшихся по периферии лавового плато, уничтожена эрозией и от них сохранились лишь корневые части – дайки и секущие тела долеритов.

Наибольшее количество (более 10) вулканических аппаратов центрального типа выявлено в бассейне р. Пирда [112]. Все они представляют трубообразные тела диаметром от 50 до 800 м с субвертикальными контактами, секущие вулканогенную толщу в интервале от низов учамской до верхов нидымской свиты и сложенные глыбово-агломератовыми ксенотуфами. Глыбы размером до 0,2–0,7 м в поперечнике, представленные породами подстилающих верхнепермской терригенной и нижнетриасовой туфогенно-песчаной формаций (песчаниками, алевролитами, углями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, в т. ч. охарактеризованными палинологически), а также собственно гиалобазальтами, составляют 50–70 % жерловой фации. Цементирующая масса обычно аналогичного состава, отличаясь меньшей размерностью обломков и широким проявлением наложенных гидротермальных изменений (жил кальцита, реже с цеолитами, глинистыми минералами). Местами породы жерловых фаций цементируются кластолавами (например, на правом берегу р. Пирда в 13 км ниже устья р. Танангда). Здесь эти образования окружены кольцевой дайкой миндалекаменных долеритов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой мощностью 5 м, образующей стенки канала, диаметр которого составляет 200 м.

Всего лишь в 2 км южнее расположен еще один вулканический аппарат (100 м в поперечнике), также прорывающий всю вулканогенную толщу, но имеющий другое строение. Его центральная часть представляет собой некк, сложенный порфиrowыми микродолеритами и окруженный глыбовой брекчией из фрагментов (до 2 м в поперечнике) катаклазированных пород всего вулканогенного разреза, включая микродолериты некка.

Типичный разрез склонов стратовулкана диаметром более 200 м нидымского времени вскрыт в долине левого притока р. Верх. Кочечум, в 7 км от его устья [28]. Здесь наблюдается следующая последовательность: в основании залегает мощная (до 40 м) пачка псаммито-псефитовых туфов, содержащая в т. ч. и вулканические бомбы до 0,5 м в диаметре. Она перекрыта лавовым потоком (1,5 м), наклоненным под углами 20–30° в сторону от предполагаемого жерла. Те же грубослоистые туфы, но насыщенные в основании глыбовым материалом и включающие несколько маломощных (менее 1 м)

потоков гиалобазальтов, составляют верхнюю часть разреза суммарной мощностью более 70 м. Описанный разрез диссонирует с типичным строением нидымской свиты, в поле которой он расположен.

Вулканические аппараты центрального типа фиксируются и среди палеозойских отложений основания Тунгусской синеклизы. В частности, реликты таковых закартированы на р. Вава и р. Верх. Хэннэке [119]. Они фиксируются по выходам (70–80 м в поперечнике) глыбовых ксенотуфов с вулканическими бомбами среди терригенных отложений. Однако обычно на склоне Тунгусской синеклизы вулканические центры фиксируются по участкам интенсивного развития своеобразных раннетриасовых интрузий основного состава (например, на водоразделе рек Экондахон и Верх. Вилюйкан). По северной периферии ареала вулканогенной толщи обычны обширные (диаметром до первых десятков километров) вулcano-тектонические депрессии, заполненные туфогенными образованиями и отличающиеся чрезвычайно высокой концентрацией мелких секущих тел долеритов, сконцентрированных в поле развития нижней (осадочно-вулканокластической) части разреза.

Ряд вулканических аппаратов центрального и трещинного типа приурочен к субвулканическим телам периферической области синеклизы. Наиболее выраженные из них описаны на водоразделе рек Аптидэ и Лев. Мойерокан, где выделены четыре палеовулкана центрального типа. Их жерловые фации сложены грубообломочными туфами, ксеногенная составляющая в которых составляет до 15 % [237]. Диаметр наибольшего аппарата достигает 800 м, а глубина кратера – 150 м. Стенки жерла сложены микродолеритами, выходы которых разделены участками мелкообломочных и пепловых витрокластических туфов, заполнявших, видимо, трещины в стенках кратера.

Примером трещинного вулканического аппарата служит закартированный на р. Нюкчорок вытянутый в субмеридиональном направлении канал шириной около 100 м и длиной до 2 км, заполненный мандельштейнами, кластолавами, обломочными туфами, шлаковидными породами, находящимися в сложных соотношениях [447]. Покровы базальтов нидымской свиты падают в стороны от аппарата, мощность их по мере удаления от канала увеличивается. Излияние базальтов прерывалось эруптивной деятельностью, что видно по прослоям туфов, выброшенных из того же канала.

Таким образом, возрастной диапазон эксплозивных образований охватывает весь временной промежуток формирования вулканогенной толщи – от тутончанского до позднепурторанского (кочечумского) времени. Хотя излияние максимального объема базальтовых расплавов имело место в течение последнего, характер и расположение вулканических аппаратов этого этапа остаются неясными. Обычно предполагается существование лавоподводящих долгоживущих проницаемых зон большой протяженности, действовавших пульсационно. В ряде случаев трещины залечены дайками более поздних долеритов, секущими кочечумские лавы. Возможно, они представляют корневые части постнидымских трещинных аппаратов.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные и вулканические тела сопровождаются участками термальных и гидротермально-метасоматических преобразований окружающих пород. Такие участки в целом имеют ограниченное распространение, что отражает специфику условий формирования раннетриасовых магматических тел на рассматриваемой территории.

Формирование экзоконтактовых зон термального метаморфизма наиболее выражено для интрузивных тел в пирокластических породах, где мощность таких зон достигает 20–30 м. Апотуфовые роговики имеют пироксен-плагиоклазовый состав. Роговики по терригенным породам, обладающим большей плотностью и меньшей проницаемостью и теплопроводностью (как кондуктивной, так и конвективной), встречаются значительно реже и образуют маломощные зоны (первые метры) санидин-тридимит-кордиеритового состава (например, на правобережье р. Виллой против устья р. Сред. Виллойкан) в случае, когда они образуются по глинистым разностям, и породы типа бухитов, формирующиеся по песчаникам. Последние образуются в экзоконтактовых ореолах кварцитизации песчаников. На р. Виллой, выше устья р. Онкоайкта, по глинисто-углистым породам карбона образуются альбит-тридимит-графитовые роговики мощностью 0,5–1 м с четкой линзовидно-полосчатой текстурой, обусловленной резкими изменениями минерального состава и, соответственно, чередованием графитовых и альбит-тридимит-диопсидовых полос.

Сближенный (вследствие сходных термальных параметров формирования) состав и облик апотуфовых роговиков и эндоконтактовых микродолеритов затрудняет их диагностику. Мощность переходных зон достигает 10 м (по данным бурения на правобережье р. Ниж. Виллойкан [119]). Одним из критериев разделения является отсутствие в роговиках признаков избирательного укрупнения и регенерации минералов, а часто также их атакситовая текстура. Кроме того, для роговиков характерна более низкая магнитная восприимчивость (почти в 2 раза ниже, чем у микродолеритов).

Алотуфовые роговики характеризуются атакситовой (до брекчиевидной) текстурой; о первичной обломочной структуре можно судить лишь по неоднородно рекристаллизованным участкам, которые содержат бластопорфировые выделения андезина (обычно с клинопироксеновыми каймами) и нацело измененного оливина, а также значительное количество (до 20 %) ксеногенных включений (кварца, полевого шпата, полнокристаллических долеритов). Основная масса плагиоклаз-пироксеновых роговиков представляет собой тонкозернистый (размер зерен менее 0,01 мм) или криптокристаллический гранобластовый агрегат диопсида (35–45 %) с подчиненным количеством плагиоклаза Ap_{52-57} (20–35 %) и небольшими участками кислого вулканического стекла, количество которого может достигать даже 20 %. Кроме того, присутствуют окисно-рудные минералы (5–10 %) и вторичный глинистый агрегат. Ассимилированные обломки выделяются более крупной размерностью пироксен-плагиоклазового агрегата.

По химическому составу лабрадор-диопсидовые роговики отличаются от интрузивных пород повышенным содержанием кремнезема и щелочей (особенно калия), обусловленным составом первичного субстрата (табл. 3).

Гидротермально-метасоматические преобразования пород в ореолах интрузивных тел проявлены весьма разнообразными минеральными парагенезисами.

Сами долеритовые тела нередко интенсивно преобразованы. Зависимость степени проявления этого процесса от параметров интрузивных тел (размеров, морфологии, характера дифференциации, состава рамы и т. п.) неоднозначна; в любом случае она обусловлена сочетанием ряда параметров для конкретных интрузий. В целом до 15 % интрузивных тел представлены метадолеритами, которые могут образовывать либо отдельные зоны (горизонты) или участки, либо целиком слагать интрузивные тела. В метадолеритах большая часть породы замещена хлоритами, амфиболами, пренитом, цеолитами. Автометасоматоз сопровождается формированием гидротермально-метасоматических тел в эндо- и экзоконтактах, которые представлены главным образом прожилками и миндалинами амфибол-хлоритового и хлоритового состава, нередко с сульфидами, а также скарноподобными диопсид-гранатовыми образованиями, часто с кальцитом, сульфидами, амфиболом, цеолитами, магнетитом.

Наиболее детально гидротермально-метасоматические экзоконтактовые образования изучены для дифференцированных интрузий кузьмовского и оленёк-велингнинского комплексов района рек Мойеро, Мойерокан, Ниж. Томба и др. Наиболее типичны проявления таких процессов, как карбонатизация, хлоритизация и цеолитизация как вмещающих, так и интрузивных пород. Однако нередко появляются полнопроявленные метасоматиты разнообразного состава.

В контактах долеритов с глинистыми известняками и доломитами в последних развивается разнообразная минерализация, включающая главным образом эпидот, железистый гидрогранат, хлорит, актинолит, цеолиты, плагиоклаз; локально появляются клинопироксен, магнетит, цоизит, титанит, биотит, тальк, в единичном случае даже датолит (в составе кальцит-цоизит-датолитовой породы) [64]. Пироксен-гранатовые скарны развиваются лишь в маломощной (первые сантиметры) зоне экзоконтакта. Далее следуют зоны пироксен-гранат-карбонатных, гранат-карбонатных и пироксен-карбонатных скарнированных глинисто-карбонатных пород. По глинистым доломитам и мергелям образуются пироксен-гранат-хлоритовые или пироксен-хлоритовые ассоциации, иногда с пренитом и слюдами. В некоторых случаях (дайка на р. Мугамгу) карбонатно-глинистые породы девона преобразуются в альбит-эпидот-амфибол-карбонатные метасоматиты, содержащие обильные пластинчатые выделения гематита [447].

Метаморфизм экзоконтактовых карбонатных пород обычно проявлен в их слабой мраморизации; в единичных случаях появляются пироксеновые роговики. Ореол контактовых изменений почти всегда незначительной мощности (до 0,5 м), лишь на редких участках отмечались большие значения. Мраморы, редко – песчаники контактовых зон интрузий Мойероканского ареала содержат рассеянную вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, иногда со сфалеритом, галенитом [447].

В известняках экзоконтакта интрузий Велингна, Нинима, Хукочар и других развиты монтичеллитовые мраморы с гроссуляром и пироксен-монтичеллитовые метасоматиты [385]. Они также часто несут бедную сульфидную вкрапленность (пирит, халькопирит, пирротин), с интрузиями связаны также метасоматические проявления магнетита. В кровле некоторых интрузий с проявлением щелочного тренда дифференциации (Догнё, Ихэленгда) появляются локальные зоны пироксен-кварц-плаггиоклазовых пород, развитых по песчаникам как экзоконтактовых зон, так и ксенолитов.

В экзоконтактах долеритовых интрузий оленёк-велингнинского и катангского комплексов в бассейне р. Мойеро широко развиты скарны флогопит-клиногумит-карбонатного, хонжродит-серпентин-кальцитового и т. п. состава, отличительным признаком которых является постоянное развитие хондродита, реже клиногумита. Выделяются магнезиально-известковистые скарны, изученные в экзоконтактах интрузивных тел на реках Бугарикта, Кочокан, Агиды и других, и железистые скарны, связанные с интрузией Бугарикта. Это – мелкозернистые гетеробластовые (чаще всего гранобластовые с участками гломеропорфиروبластовой структуры) породы. Первые сложены преимущественно кальцитом (порядка 50 %, иногда до 80 %) и серпентином (до 40 %) с пойкилобластами серпентинизированного хондродита или клиногумита (5–15 %), а также граната. Нередко развиты агрегаты хлорита (до 8 %), скаполит, адуляр, эпидот. В подчиненных количествах присутствуют флогопит, моноклинный амфибол (группы купферита-куммингтонита или актинолит). Рудные минералы представлены преимущественно гематитом (до 2 %), образующим сноповидные агрегаты; обычен также титаномагнетит в сростках с сульфидами.

Железистые скарны распространены в экзоконтакте интрузии Бугарикта, расположенной при впадении одноименной реки в р. Мойеро. Они отличаются от вышеописанных пород сидеронитовой структурой, обусловленной развитием оксидно-сульфидного рудного агрегата, составляющего 40–75 % породы и цементирующего неравномерно распределенные скопления порфиробластов флогопита (до 10 %), зерен карбоната (5–55 %), клиногумита (до 15 %, иногда до 35 %), иногда альбита, хондродита, ярозита. Рудный агрегат сложен сульфидами и магнетитом и в различной степени замещен гидроокислами железа. Сульфиды составляют до 30 % и представлены преимущественно пиритом и пирротинном, а также халькопиритом и вторичным мельниковит-марказитовым агрегатом.

Обе разновидности скарнов отличаются высокой степенью фракционирования РЗЭ (LREE/HREE – от 5,44 до 24,97), хотя суммарное содержание лантаноидов близко к оливинным долеритам. Контрастные вариации характерны и для знака и интенсивности Eu аномалии ($Eu^* = 0,56 \div 1,57$).

При сходстве минерального состава две вышеописанные разновидности скарнов значимо различаются геохимической спецификой, помимо контрастных различий в содержаниях железа, кальция и магния (табл. 5). В железистых скарнах происходит накопление меди и отчасти золота, тогда как в магнезиально-известковистых – палладия, который обнаруживает положительную корреляцию с такими элементами, как Sr, Ba, Sb. Обогащение имеет место уже в эндоконтактовых микродолеритах. Максимальная концентрация Pd в скарнах

составляет 1,34 г/т. Другие рудные элементы характеризуются меньшей подвижностью при метасоматическом изменении, так что скарны существенно обеднены ими (в первую очередь – платиной) по сравнению с долеритами.

Таблица 5

Химический состав скарнов из экзоконтактов долеритовых интрузий (Кочокан, Бугарикта, Агиды, Водораздельная) и вмещающих пород, район р. Мойеро

Породы	Оливиновые долериты	Микродолериты эндоконтакта	Магнезиально-известковистые скарны	Железистые скарны	Карбонатные породы экзоконтакта
SiO ₂	49,31	45,52	30,84	13,02	11,61
TiO ₂	1,41	1,19	0,50	0,26	0,10
Al ₂ O ₃	15,54	13,09	7,83	3,59	2,35
Fe ₂ O ₃	3,29	7,11	2,44	64,59	1,47
FeO	8,21	4,44	2,22	5,63	1,69
MnO	0,19	0,12	0,11	0,03	0,17
MgO	7,19	5,35	12,50	5,22	10,33
CaO	11,75	19,66	41,85	6,90	71,72
Na ₂ O	2,29	1,57	0,40	0,38	0,23
K ₂ O	0,68	1,78	1,26	0,36	0,29
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,07	0,03	0,04
Ni	90	70	19	22	9
Cu	105	115	63	502	61
Zn	84	93	46	64	26
Sb	0,15	0,20	0,31	0,12	0,24
Pb	2,1	3,2	1,97	1,09	2,1
V	287	197	65	33	26
Cr	186	117	43	21	12
Ga	16	13	6,51	4,62	4
Rb	16	23	13	8	16
Sr	301	616	1027	226	401
Y	23	23	11	5	10
Zr	86	85	43	47	33
Nb	4,3	4,3	2,89	2,33	1,9
Mo	0,55	0,68	1,11	0,35	4,31
Sn	0,82	1,02	1,81	2,91	1,93
Cs	1,01	1,05	0,51	0,27	0,68
Ba	131	137	257	324	87
Hf	2,31	2,21	1,27	0,87	0,86
Ta	0,26	0,28	0,28	0,20	0,28
Th	1,08	1,10	2,33	2,10	1,14
U	0,45	0,68	1,26	1,18	2,10
ΣРЗЭ	57	63	51	47	45
Ru	0,0011	0,0015	0,0015	<0,002	<0,002

Породы	Оливиновые долериты	Микродолериты эндоконтакта	Магнезиально-известковистые скарны	Железистые скарны	Карбонатные породы экзоконтакта
Rh	0,0039	0,0063	0,0103	0,0016	0,004125
Pd	0,2107	0,3175	0,5613	0,0885	0,195
Pt	0,0210	0,0146	0,0044	<0,002	0,0024
Au	0,0096	0,0073	0,0023	0,0228	0,0015
n	49	11	9	6	5

Пр и м е ч а н и е. Петрогенные элементы – в масс. %, рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (XRF), аналитик В. Н. Кириллов. Результаты анализов приведены к 100 % с исключением потерь при прокаливании. Редкие элементы – в 10^{-4} %, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов; n – размер выборки.

В контактах с лейкогаббродолеритами оленёк-велингнинского комплекса (в бассейне р. Прав. Верх. Томба) в терригенно-карбонатных отложениях развиваются хлорит-магнетит-серпентиновые породы, содержащие также карбонат, апатит, мусковит, титанит, лейкоксен, биотит и гранат, а местами – актинолит-тремолитовые и плагиоклаз-эпидотовые выделения. Наиболее своеобразными представляются хлорит-кальцит-кварцевые и эпидот-биотит-кварцевые породы, сформировавшиеся за счет перекристаллизации глинисто-кремнисто-карбонатного цемента осадочных пород [64].

В Мойеро-Мойероканском районе известны участки метасоматически переработанных пород, пространственно не связанных со вскрытыми на поверхности интрузиями. Иногда (р. Янгада, гора Мукдэкэн-Гугдан) гидротермальные процессы проявлены только в образовании магнетита. Однако близ оз. Аян среди верхнепалеозойских терригенных пород развиты пироксен-гранат-кальцитовые скарноидные породы с гематит-магнетит-apatит-редкоземельным оруденением, детально описанные в гл. «Полезные ископаемые». Здесь развита зона скарнов пироксен-кальцит-гранатового состава видимой мощностью 60 м и протяженностью 550 м, в центральной части которой расположено апатит-магнетитовое рудное тело, состоящее из апатита (до 35 %), кальцита (до 35 %), магнетита (10–12 %) и подчиненных количеств кварца, пироксена, слюды, сульфидов, граната. Породы характеризуются высокими содержаниями урана и РЗЭ. Со скарноидами ассоциируют тела альбититов неясной формы, развивающиеся, судя по реликтам клинопироксена, по базитам. Они характеризуются гетеробластовой (в т. ч. гранобластовой и порфиробластовой) структурой с развитием разноразмерных порфиробластов карбоната и хондродита и разнообразной (брекчиевидной, массивной и сферотакситовой, обусловленная наличием неравномерно распределенных сферолитовых агрегатов альбита) текстурой. Минеральный состав: альбит – 50–80 %, хондродит – 10–15 %, ярозит – до 5–7 %, карбонат – до 20 %, а также апатит, титаномагнетит, пирит. Альбититы отличаются повышенными концентрациями Pb, Zr, Nb, Ba, Ta, Th, U.

На правом берегу р. Олба (правый приток р. Верх. Виллойкан) в глинистых известняках нижнего девона обнаружены также метасоматиты турмалин-кварц-кальцитового состава [237, 447]. Образование этих площадных метасо-

матических ореолов объясняется либо парагенетической связью с дифференцированными трапповыми интрузиями, либо деятельностью находящегося на глубине магматического очага щелочно-ультраосновного состава [447].

Относительно обширные участки (до 30 км²) метасоматических изменений закартированы также в ареале вулканогенной толщи [28, 118, 119]. Частично они связаны с поясами тел гиперстенсодержащих долеритов. Наиболее крупный участок (15 × 50 км) охватывает долину р. Верх. Турукан и левобережье р. Туру выше этого притока. Отмечается также изгибающаяся полоса метасоматических проявлений, прослеживаемая от р. Турукан к возв. Сурингдаурэн и далее на северо-запад к р. Тала. Изменения эффузивных пород в этих зонах выражаются в развитии актинолита, хлорита и цеолитов, появляются также эпидот и титанит. Первичная структура пород обычно сохраняется, хотя основные породообразующие минералы нередко замещены полностью. Прожилково-гнездовая минерализация, включающая кальцит, кварц, халцедон, цеолиты (в т. ч. анальцим), проявлена, помимо пирокластических пород, преимущественно в шаровых лавах и миндалекаменных базальтах. Мощность прожилков не более 15–20 см, но максимальный поперечник гнезд достигает 2 м.

Участки карбонатизации в форме сети тонких (до 2–3 см мощностью) прожилков резко меняющейся мощности белого и полупрозрачного кальцита, густо пронизывающей вулканокластические толщи, развиты на многих площадях развития вулканогенной толщи. С некоторыми жилами и гнездами связаны проявления исландского шпата (в бассейнах рек Юнэкэн, Пирда и других, см. гл. «Полезные ископаемые»). На водоразделе рек Нерундакан и Соххоронго отмечены жильно-гнездовые проявления цеолитов (томсонита, стильбита, гейландита). Иногда имеет место формирование своеобразных миндалекаменных цеолит-пироксеновых пород с пойкилобластовой структурой, содержащих существенные количества титанита и эпидота [279].

В целом нередко наблюдаемое значительное несоответствие между небольшими размерами интрузий и обширными площадями метасоматических изменений позволяют утверждать лишь их парагенетическую связь с интрузиями. Это явление обусловлено, по-видимому, проникновением постмагматических растворов по проницаемым зонам, а внутри них – по наиболее трещиноватым участкам.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Тектоника территории листа Q-48 определяется ее положением в центральной части Сибирской платформы, строение которой рассмотрено в работах многих известных специалистов (С. В. Обручев, Т. Н. Спизарский, Н. С. Малич, Ю. А. Косыгин, Н. Н. Дашкевич, К. А. Савинский, В. С. Сурков, М. Н. Гришин, В. С. Старосельцев и др.). Принципиальные черты структуры и распространения структурно-формационных комплексов показаны на ряде мелкомасштабных (1 : 1 500 000–1 : 5 000 000) карт [34, 102, 139, 249, 250, 330, 428 и др.], охватывающих в т. ч. и площадь рассматриваемого листа. Наиболее детальная характеристика тектонических структур в пределах последнего приведена в материалах среднемасштабного геологического картирования [296, 404, 435, 446, 447].

Территория листа Q-48 приурочена к области сочленения двух надпорядковых структур: Анабаро-Оленёкской антеклизы и Тунгусской синеклизы, которые простираются далеко за пределы листа. Соответственно, при рассмотрении его тектонического строения необходимо широкое привлечение материалов по смежным территориям, для которых имеется существенно больший объем как геологической (по данным глубокого бурения), так и геофизической информации по составу, распространению и характеру взаимоотношений тектоностратиграфических единиц (структурных этажей и ярусов). Важными источниками информации по структуре верхней части земной коры рассматриваемой территории являются глубокие скважины на сопредельных площадях к западу (Чириндинская – в 60 км, Кирамкинская – в 70 км), югу (Кислоканская – в 45 км, Хошонская – в 140 км) и востоку (Унга-Хаськская – 100 км) от рамки листа Q-48.

Строение земной коры рассматриваемой территории трактуется неоднозначно. Ряд исследователей, основываясь на материалах сейсмопрофилирования, выделяют в разрезе платформы три структурных этажа, соответствующие трем сейсмогеологическим комплексам [452 и др.]. Нижний этаж образован раннедокембрийскими кристаллическими породами. В промежуточный этаж включают дислоцированные в той или иной степени осадочные (вулканогенно-осадочные?) рифейские отложения, развитые в пределах глубоких линейных прогибов авлакогенного типа. С другой стороны, рифейские отложения часто рассматриваются в качестве нижнего слоя (протоплатформенного подэтажа) верхнего структурного этажа – осадочно-вулканогенного чехла древней платформы, включающего также вендско-раннепалеозойский, сред-

непалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский и палеогеновый структурные ярусы [374 и др.]. Отсутствие достоверных данных об уровне дислоцированности и метаморфизма рифейских образований не позволяет предпочесть ту или иную концепцию, но наиболее вероятно, что на рассматриваемой территории те или иные рифейские комплексы занимают обе названные геодинамические позиции.

По сравнению с сопредельными площадями (Анабарский, Средневилуйский, Нижнетунгусский районы), глубинное строение листа Q-48 изучено в гораздо меньшей степени и основано почти исключительно на интерпретации геофизических (главным образом сейсмических) данных. Однако ряд крупных тектонических структур, детально изученных в названных районах, продолжают и на рассматриваемую территорию, что позволяет более обоснованно провести тектоническое районирование.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глубинное строение территории листа Q-48 интерпретируется весьма неоднозначно. Построенные в различное время схемы вертикальной делимости платформенного чехла, его мощности и тем более рельефа и внутренней структуры фундамента существенно различаются, что обусловлено не только последовательным совершенствованием технологии, плотности и глубинности геофизических съемок и методологии интерпретации их результатов, но и различным пониманием природы сейсмических границ. Ввиду отсутствия глубокого опорного и параметрического бурения, глубокого залегания фундамента на большей (исключая северо-восток) части территории и широкого развития в верхних частях осадочного чехла базальтовых покровов и интрузий основного состава, которые отличаются высокой намагниченностью и создают резко знакопеременное аномальное магнитное поле, использование материалов геофизических, особенно аэромагнитных, исследований в значительной степени осложнено и приводит к противоречивым результатам.

В силу этого модели глубинного строения территории базируются главным образом на интерпретации результатов региональных сейсмических исследований, проведенных по различной методике (МОВ и ОГТ, КМПВ, МПВ, ГСЗ-МОВЗ и МОВЗ) и с различной детальностью [320, 339, 341, 342, 352, 353, 360, 408, 438, 467, 468]; эти работы практически не затрагивают северо-восточную часть площади листа Q-48. Кроме того, район пересечен двумя геотраверсами ГСЗ – Березово – Усть-Мая (проект «Кратон») субширотного направления и Барнаул–Тикси («Шпат») – северо-восточного [7, 343, 449, 451]; крайнюю юго-западную часть листа захватывают сегменты профилей ГСЗ «Кимберлит» (Ханты-Мансийск – Лена) и «Рифт-V» (Кызыл–Кислокан) [7, 83, 450, 451].

В то же время использование результатов ГСЗ также весьма ограничено. Это обусловлено редукцией почти всех выдержанных сейсмических границ в области сочленения Тунгусского и Анабарского геоблоков шириной порядка 300 км, что указывает на масштабную дислоцированность земной коры в данной зоне по сравнению с сопредельными доменами Сибирской плат-

формы. В значительной мере это относится и к разделам «Ф» и «М», которые в центральной части листа моделируются весьма условно.

Наиболее противоречивым элементом модели глубинного строения является гипсометрическое положение подошвы осадочно-вулканогенного мегаслоя (кровля консолидированной коры). Мощность данного мегаслоя по одним моделям [341, 356, 390] значительно превышает глубины до поверхности кристаллического фундамента в других моделях [238, 334, 353, 428], а несбивка в гипсометрических отметках этой границы достигает 5 км. Очевидно, это обусловлено неоднозначной стратификацией сейсмических границ, в т. ч. вследствие относительно широкой вариации граничных скоростей и отсутствия устойчивых отражений от эрозионной поверхности фундамента [360, 468], а также различной геодинамической трактовкой рифейского мегакомплекса.

Строение консолидированной коры

Структура и состав консолидированной коры в пределах листа Q-48, моделируемые по результатам интерпретации комплексных геофизических данных, в первую очередь ГСЗ, отличаются высокой неоднородностью и неупорядоченностью. Это обусловлено нахождением территории в пограничной зоне между восточной и западной частями Сибирской платформы, которые выделяются по структуре потенциальных полей [36, 39] и применительно к рассматриваемому региону относятся соответственно к двум крупнейшим геоблокам в составе Восточно-Сибирского кратона – Анабарскому и Тунгусскому (рис. 6). Наиболее четко такое районирование проявлено в строении магнитного поля. В пределах первого из них преобладают линейные субпараллельные высокоградиентные максимумы и минимумы интенсивностью до 800 нТл преимущественно северо-северо-западного простирания, второго – субизометричные аномалии различной интенсивности (обычно до 300–400 нТл), образующие в целом мозаичную структуру магнитного поля. Наиболее выделяется по параметрам аномального магнитного поля пограничная зона между названными геоструктурами субмеридионального простирания и шириной порядка 100 км. Она характеризуется резким преобладанием положительных высокоинтенсивных аномалий магнитного поля, достигающими 1200 нТл.

Существенно различаются названные геоструктуры и по интенсивности теплового потока, который оценивается величинами 1,5–2,5 °C/100 м в Тунгусском геоблоке и 0,5–1,0 °C/100 м – в Анабарском [36, 271]. Дифференциация параметров гравитационного поля, однако, выражена слабо; в целом в пределах рассматриваемой территории оно отрицательное, слабодифференцированное, средней интенсивности, однако Анабарский геоблок отличается относительно более высокими значениями Δg по сравнению с Тунгусским (Δg в среднем составляет соответственно –30...–50 и –40...–70 мГал [355]).

По результатам интерпретации потенциальных физических полей, базирующейся на детально изученных глубинных разрезах, консолидированная кора центральной части Сибирской платформы имеет типичное для кратонных геоблоков слоисто-блоковое строение и состоит из полигональных мегаблоков, разделенных линейными зонами, сопоставляемыми со структурами

рифтогенного типа [39]. В качестве компонентов радиальной (вертикальной) делимости консолидированной коры здесь выделяют верхнекоровый («гранито-гнейсовый», «гранитно-метаморфический») и нижнекоровый («базито-гранулитовый», «базальтовый») мегаслои [36, 39, 240]; выделяемый на большей части Сибирской платформы промежуточный коровый слой («гнейсо-базит-гранулитовый») [39, 82, 83] на рассматриваемой территории отсутствует, и развита континентальная кора с двухслойным строением контрастного саплическо-фемического типа [39]. Нижнекоровый мегаслой ($V_P = 6,5-7,1 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$, $V_S = 3,8-4,0 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$, $\sigma = 2,9-3,0 \text{ г/см}^3$) сложен, возможно, гранулитами среднего и основного составов по аналогии с породами такой плотностной характеристики на Анабарском щите, верхнекоровый ($\sigma = 2,6-2,9 \text{ г/см}^3$, $V_P = 6,0-6,5 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ и $V_S = 3,4-3,7 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$) – плагиогнейсами и кристаллическими сланцами.

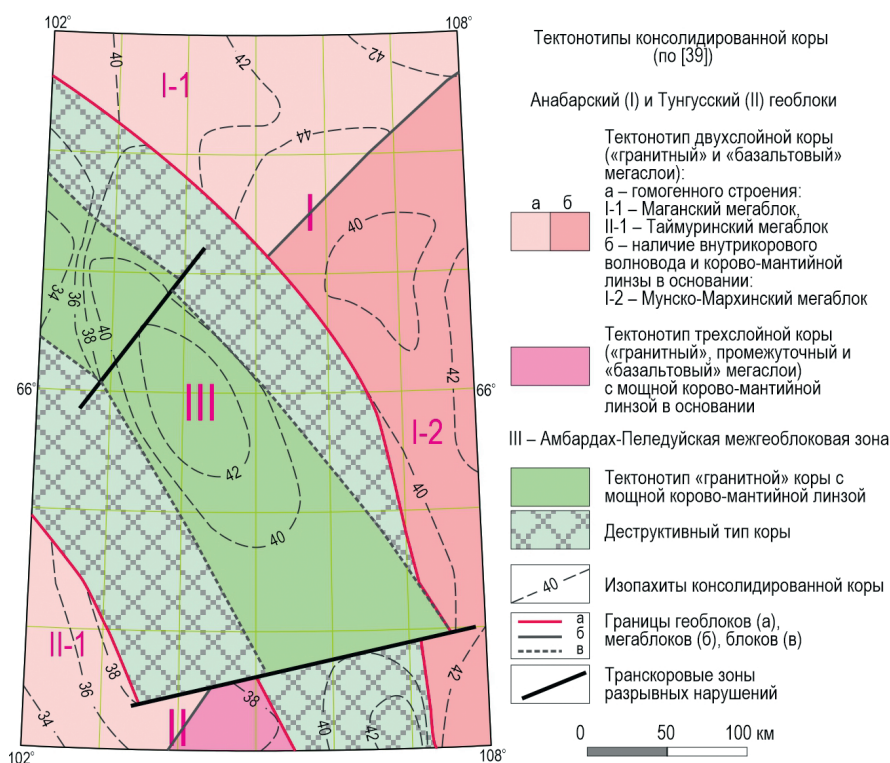


Рис. 6. Структура консолидированной коры листа Q-48 (по [39], с изменениями).

Поверхности разделов «Ф» и «М» (кровля и подошва консолидированной коры) на рассматриваемой территории неконформны. Подошва консолидированной коры (раздел Мохоровичича) залегает на глубинах 44–51 км. Максимальные глубины приходятся на центральную часть листа Q-48 (водораздел рек Мойеро и Верх. Виллойкан) и представляют область с наибольшей мощностью земной коры в пределах всего Сибирского кратона. Эта область отли-

чается также повышенными значениями граничных скоростей – до $V_p = 8,4$ – $8,6 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ [139, 238, 343]. В южной части листа значения этого параметра составляют, как и для большей части платформы, $V_p = 8,2$ – $8,5 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$. Поверхность «Ф» (подошва осадочно-вулканогенного мегаслоя), по данным ГСЗ, испытывает погружение от глубин 2–3 км на северо-востоке листа до 8–11 км на юго-западе.

Латеральная делимость консолидированной коры достаточно четко устанавливается по данным глубинного сейсмического зондирования, согласно которым рассматриваемая территория относится к трем корово-мантийным геоблокам, разграниченным глубинными (транскоровыми) разрывными зонами северо-северо-западного простирания, по которым фиксируется резкое (ступенчатое) смещение гипсометрического положения разделов «Ф» и «М» (кровля и подошва консолидированной коры). Как и по результатам аэромагнитных съемок, выделяют [39] стабильные Анабарский и Тунгусский геоблоки и разделяющую их межгеоблоковую зону, занимающую большую часть территории листа Q-48.

Восточная часть территории представляет юго-западную периферию Анабарского геоблока [39]. Она отличается повышенной мощностью консолидированной коры (40–44 км), незначительной (2–4 км) мощностью осадочно-вулканогенного мегаслоя с плавным погружением его подошвы (раздел «Ф») на юго-запад, приподнятым до уровня 45–47 км положением раздела Мохоровичича (граница «М»), наличием ряда выдержанных границ обмена в пределах верхнекорового мегаслоя – на глубинах порядка 6, 12, 16 и 22 км, а также отражающих границ по поперечным волнам на глубинах около 26 и 34 км, указывающих на выраженную расслоенность коры в пределах данного мегадомена. По А. С. Гринсону, выделяются северный (Котуй-Куонамский, или Маганский) стабильный мегаблок, который может рассматриваться как тектонотип гомогенного строения двухслойной коры [60], и южный (Мунско-Мархинский) мегаблок, отличающийся появлением мощного волновода на границе верхнекорового и нижнекорового мегаслоев и меньшей мощностью консолидированной коры за счет появления мощной корово-мантийной линзы («смеси»), характеризующейся пониженной скоростью V_s (с уменьшением значений до 3–7% относительно смежных участков) и потерей контрастности раздела «М». Однако данные ГСЗ [343] показывают хотя и пониженные ($8,1$ – $8,3 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$), но не аномальные значения скоростей продольных волн на этой границе.

Мощности как нижнекорового, так и верхнекорового мегаслоев в пределах Анабарского геоблока достаточно выдержаны и составляют 22–27 и 16–18 км соответственно.

Юго-западная часть листа Q-48, соответствующая в палеозойском тектоническом плане Туринской мегавпадине, относится к Тунгусскому геоблоку (Таймуринскому мегаблоку) [39]. Гипсометрическое положение раздела «М» здесь аналогично Анабарскому геоблоку и оценивается в 44–46 км, однако мощность консолидированной коры существенно меньше (33–38 км) за счет редукции нижнекорового мегаслоя, мощность которого падает до 16–23 км; «гранитно-метаморфический» мегаслой сохраняет мощность порядка 16–20 км. Граница между мегаслоями четко фиксируется по профилю «Кимберлит» по обоим типам сейсмических волн на глубине около 23–24 км [343].

В центральной части листа Q-48 выделяется линейная область северо-северо-западного простирания шириной около 200 км, рассматриваемая как межгеоблоковая зона, разделяющая Анабарский и Тунгусский геоблоки. Она простирается далеко на юг за пределы листа и названа А. С. Гринсоном Амбардах-Пеледуйской [39]. Главной ее характеристикой является утрата корреляции субгоризонтальных границ раздела на всю мощность коры; в значительной мере это относится и к сейсмическим границам «Ф» и «М», которые на отдельных отрезках профилей ГСЗ моделируются условно. В центральной части этой области предполагается опущенное (48–51 км) положение раздела «М» [339, 343]. Амплитуда его погружения в зоне сочленения с Анабарским геоблоком по профилю «Кратон» оценивается в 2 км. На западной границе межгеоблоковой зоны по профилю «Шпат» фиксируется резкое уменьшение мощности консолидированной коры в Тунгусском геоблоке как вследствие скачкообразного воздымания границы «М» (с амплитудой до 3 км), так и опускания поверхности «Ф» (на 1 км). Моделируется падение границ межгеоблоковой деструктивной зоны на восток, под Анабарский геоблок [343]. Вариации мощности консолидированной коры оцениваются в 38–44 км – сходно Маганскому мегаблоку, однако в северо-западном крыле межгеоблоковой зоны эта мощность должна быть существенно меньше (до 33–34 км). Соотношение мощностей ниже- и верхнекорового слоев трактуется неоднозначно; чаще предполагается достаточно выдержанный рельеф кровли «базальтового слоя» в интервале глубин порядка 30 км [238, 334 и др.]. Альтернативная концепция предлагает наличие в центре межгеоблоковой зоны узкой конформной области с полной редукцией нижнекорового слоя и мощной коромантийной линзой, обеспечивающей утонение консолидированной коры до 32–36 км [39]. Этому представлению соответствует выделение на этом уровне глубин дискретного слоя с аномальными значениями физических параметров ($V_p = 7,25 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$, $V_p/V_s = 1,81$ и т. д.) по профилю «Кратон» [343]. Наличие этого слоя свидетельствует о повышенной эндогенной активности и появлении продукта взаимодействия разогретой мантии и приподошвенной части коры [39]. В любом случае рассматриваемая геоструктура отвечает деструктивному типу коры, резко отличаясь по ее строению от прилегающих геоблоков. Различными исследователями она выделяется под разными наименованиями: Хатангско-Байкальская глубинная зона растяжения [21], Ангаро-Котуйский трансрегиональный глубинный разлом [236], Анабаро-Тунгусская рифтогенная система [377, 468 и др.] и т. п. Как будет показано далее, эта зона характеризовалась повышенной мобильностью на протяжении всей истории развития региона.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ (КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ)

Строение кристаллического фундамента рассматриваемой части Сибирской платформы геологически не изучено. Оценки как глубины залегания его кровли, так и внутреннего строения и состава основаны на интерпретации геофизических материалов и экстраполяции данных о составе раннекембрийских структурно-вещественных комплексов, выходящих на поверхность в пределах Анабарского геоблока (севернее рассматриваемой территории).

При этом принимается, что структура региональной составляющей магнитного поля определяется главным образом неоднородностями вещественного состава фундамента, а поля силы тяжести – преимущественно рельефом его верхней границы.

Кристаллический фундамент Сибирской платформы в целом традиционно рассматривается как гетерогенное сооружение, консолидировавшееся в протерозое в единую стабильную геоструктуру из жестких разновозрастных мегаблоков, разделенных трансформными системами разрывных нарушений (зонами глубинных разломов) [63, 74, 125, 428]. Его региональное районирование устанавливается достаточно четко на основании значимой дифференциации потенциальных полей. Соответственно, выделяют (с востока на запад) фрагменты Анабарского, Котуйского и Тунгусского мегаблоков фундамента, которые имеют север-северо-западное (до меридионального) простирание и различаются не только по внутреннему строению и набору структурно-вещественных комплексов, но и по морфологии кровли нижнего структурного этажа (кристаллического фундамента).

Рельеф поверхности кристаллического фундамента

По сравнению с осадочно-вулканогенным мегаслоем кристаллический фундамент в своей прикровлевой части отличается более высокими средними значениями скорости распространения упругих волн ($5,8-6,0 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$), плотности ($2,75-2,80 \text{ г}\cdot\text{см}^3$), удельного сопротивления (сотни и тысячи $\text{Ом}\cdot\text{м}$) [454]. Тем не менее рельеф поверхности фундамента и, соответственно, суммарная мощность осадочно-вулканогенного мегаслоя моделируется неоднозначно в связи с большой глубиной его залегания, экранирующим влиянием и латеральной неоднородностью высокоскоростных фанерозойских отложений. Общепринятыми являются лишь представления о значительных вариациях в гипсометрии кровли фундамента (от $-1,5$ до $-8\dots-12$ км) и его генеральном погружении с северо-востока на юго-запад [35, 36, 39, 63, 74, 139, 238, 248, 249, 334, 335, 377, 390, 428].

Поверхность фундамента имеет сложное блоковое строение с величинами вертикального смещения до 1 км и более [62, 73, 320, 328, 334, 377 и др.], что отражает главным образом тектонические движения рифейского времени. В пределах Анабарского мегаблока она характеризуется направленным погружением на запад от $-1,5$ км до глубин 5–6 км с градиентом обычно не более 1,5–2 м/км, однако при переходе к Котуйскому мегаблоку эта величина возрастает до 10–30 м/км, указывая на дизъюнктивный характер зоны сочленения. Нулевая стратоизоги́пса этой поверхности находится всего лишь в 80 км от северной рамки листа Q-48.

В Котуйском мегаблоке глубина залегания фундамента оценивается наиболее противоречиво в связи с неоднозначностью интерпретации материалов ГСЗ, ТЗ МПВ, магнитных и гравиметрических съемок. По одним моделям, основанным на результатах МТЗ и высотной аэромагнитной съемки [305, 312], она существенно колеблется от 2,5 до 6,5 км, причем предполагается ее незакономерное изменение по простиранию мегаблока, обусловленное блоковым строением; минимальна она на севере листа, тогда как к югу имеет место ее

ступенеобразное погружение до 6 км. Другие построения предполагают значительную глубину залегания поверхности фундамента – от 5 до 11 км и резкий ступенчатый уступ (с амплитудой подъема до нескольких километров) при переходе к Анабарскому геоблоку, а также надвиговый характер сочленения Тунгусского и Котуйского мегаблоков и, соответственно, поднятое положение фундамента в первом из них [334]. Наконец, ряд моделей предполагает достаточно спокойный характер рельефа, продолжающий устойчивое его погружение к западу от Анабарского геоблока, но отличающийся большей дифференциацией с появлением ряда пологих поднятий и впадин [238, 341, 390, 428].

Данные сейсмического профилирования [320, 338, 339] в комплексе с результатами более ранних гравиметрических и аэромагнитных съемок подтверждают существенную контрастность рельефа фундамента в Котуйском мегаблоке по сравнению как с Анабарским, так и с Тунгусским. Наиболее крупной и высокоамплитудной структурой является Верхневиллойканская депрессия, в общих чертах намеченная еще при региональных гравиметрических работах в 1960-х годах [397]. Ее размеры – до 100 км в поперечнике, амплитуда – более 2 км. Южнее выделяется менее контрастная (до 1 км) Сурингдинская депрессия (до 80 км в поперечнике), отвечающая водоразделу р. Виллой и верховьев рек Туру и Улахан-Вава. Наиболее контрастной структурой представляется Моро-Янгинский выступ (порядка 45 км в поперечнике) в южной части листа, амплитуда которого достигает 2,7 км [320]. Контуры всех названных структур весьма сложные и, скорее всего, деструктивные, особенно Моро-Янгинского поднятия.

Зона сочленения Котуйского и Тунгусского мегаблоков характеризуется высокими градиентами гипсометрии поверхности фундамента и, несомненно, представляет собой зону высокоамплитудных дизъюнктивных структур субмеридионального простирания. По профилю ГСЗ «Шпат» эта поверхность опущена в Тунгусском мегаблоке на 1 км по сравнению с Котуйским [7]. В целом Тунгусский мегаблок характеризуется максимальной глубиной залегания поверхности кристаллического фундамента, которая достигает в пределах листа Q-48 по данным МТЗ [305] 8,5 км (в северо-западной части листа), а по данным сейсмопрофилирования – более 10 км [320]. Однако рельеф фундамента, судя по характеру физических полей, характеризуется резкой расчлененностью на ряд крупных поднятий и депрессий, амплитуды которых достигают нескольких километров [334] и в той или иной степени отражены в перекрывающих отложениях платформенного чехла. В качестве структур I порядка выделяются Верхнемойеронская и Корвунчана-Туринская впадины, в которых глубина залегания фундамента превышает 12 и 10 км соответственно. Обе они, так же как и Виллойканская и Сурингдинская депрессии, выполнены рифейскими отложениями.

Структурно-вещественные комплексы кристаллического фундамента

Структурно-вещественные комплексы Анабарского мегаблока формируют Алдано-Анабарскую складчатую систему раннеархейского заложения, Тунгусского мегаблока – позднеархейскую Ангаро-Тунгусскую складчатую систему [78, 139, 428]. Котуйский мегаблок представляет собой узкую зону со-

членения двух крупнейших архейских кратогенов, сложенную интенсивно переработанными, по-видимому в раннепротерозойское время, фрагментами древних инфракрустальных комплексов с широким проявлением магматизма различного состава. Соответственно, в схеме тектонического районирования фундамента он может рассматриваться как раннекарельская складчатая система, именуемая Котуйской [139, 327] или Маймеча-Байкальской [125]. Впрочем, в большинстве работ данный мегаблок фигурирует в неопределенном ранге «зоны глубинного разлома» или «линеамента» под различными наименованиями (Саяно-Анабарский, Прибайкальско-Таймырский, Байкало-Котуйский) [21, 219, 334 и др.]. Начиная с работ Р. А. Гафарова и др. [31], развивается точка зрения, что этот линеament представляет собой сутурную зону на границе древних литосферных плит.

Очевидно, что состав и структура фундамента в восточной части рассматриваемой территории (Анабарский мегаблок) реконструируются с существенно большей достоверностью, чем в западной (Котуйский и Тунгусский мегаблоки).

Формирование коры Анабарского мегаблока по Sm-Nd изотопным данным относится к архею (3,1–2,6 млрд лет [98]). В региональном магнитном поле здесь доминируют линейные субпараллельные региональные максимумы и минимумы (интенсивностью до 300 нТл) протяженностью в несколько десятков километров грубо северо-западного простирания [355]. По сравнению с западной частью Анабарского щита [51], расположенной в 100 км севернее рамки листа Q-48, линейные аномалии менее интенсивные, выражены гораздо менее четко и характеризуются большей шириной. Более того, в южном направлении они сменяются мозаичным чередованием положительных и отрицательных аномалий изометричной морфологии. Гравитационное поле в целом отрицательное, слабодифференцированное и имеет блоковый характер, отражая, по-видимому, аналогичное строение поверхности фундамента. Несмотря на указанные отличия, состав верхней части нижнего структурного этажа моделируется на основе экстраполяции данных по раннедокембрийским комплексам Анабарского щита [235, 428]. Вероятно, более интенсивные линейные магнитные максимумы соответствуют участкам развития основных пород далдынской и верхнеанабарской серий, представленных главным образом двупироксеновыми, гиперстеновыми, амфибол-двупироксеновыми и амфибол-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами. Площадям пониженного магнитного поля отвечают, возможно, слабомагнитные породы хапчанской серии, реже зоны диафтореза, гранитизации и развития blastomylonites [51, 368]. Двупироксеновыми гнейсами и их биотитовыми разностями представлены и ксенолиты пород кристаллического фундамента в кимберлитах Харамайского поля (на р. Мойеро в 50 км севернее рамки листа Q-48) [447]. Метаморфические толщи смяты в сложную систему антиклинорий и синклинорий северо-северо-западного простирания, что и определяет доминирующую составляющую магнитного поля северо-восточной части листа Q-48. Постепенный переход в южном направлении к невысоким фоновым значениям напряженности магнитного поля с небольшими по размерам максимумами отражает, по-видимому, существенные регрессивные преобразования архейских пород здесь [139]. В глубокой скв. ХШ-256 (в 140 км южнее рамки ли-

ста) образования кристаллического фундамента представлены слабомагнитными породами – серицитизированными биотит-плагиоклазовыми гнейсами, гранито-гнейсами, гранитоидами [394].

Как и другие мегадомены Восточно-Сибирского кратона, Анабарский мегаблок разбит на блоки более высоких порядков глубинными разломами, выделяемыми главным образом по линейным зонам высоких градиентов гравитационного поля. Наиболее выраженными такими структурами являются Моркокинский разлом северо-западного простирания и Оленёкский – субширотного [312, 368].

Северо-западное простирание анабарских структур нарушается наложенными зонами диафтореза и гранитизации северо-восточного направления, которые находят отображение в пониженном гравитационном поле и отрицательном региональном магнитном поле. Кроме того, по локальной аномалии Δg до 20 мГал и кольцевым линеаментам магнитного поля выделяется блоково-купольная Салкинская структура диаметром порядка 30 км, интерпретируемая предположительно как мафит-ультрамафитовый массив с глубиной залегания кромки 3–4 км [312]. Область пониженных значений Δg (до –5 мГал) и отрицательного магнитного поля к северу от нее, возможно, отражает массив анортозитов [428], аналогичный образованиям амбардах-коялахского комплекса.

Котуйский мегаблок занимает большую центральную часть территории в виде относительно узкой линейной зоны, разделяющий Анабарский и Тунгусский мегаблоки, которая резко отличается от последних характером магнитного поля. В северной части листа эта зона имеет ширину 80–120 км и меридиональную ориентировку, в южной – расширяется до 150–180 км и постепенно отклоняется на юг-юго-восток. В магнитном поле Котуйский блок выделяется положительными значениями $(\Delta T)_a$ с высокоинтенсивными (до 1200 нТл) и высокоградиентными аномалиями – как субизометричными, так и линейными северо-западной ориентировки. Кроме того, он характеризуется существенно более дифференцированным полем силы тяжести по сравнению с Анабарским и Тунгусским мегаблоками. В целом гравитационное поле среднедифференцированное отрицательное. Выделяются Верхневиллюйканский минимум Δg (до 52 мГал) в центре листа и наиболее интенсивный (до 75 мГал) Ейкинский минимум в юго-восточном углу листа. Они совпадают с минимумами значений $(\Delta T)_a$ и, возможно, соответствуют асимметричным прогибам поверхности фундамента.

Границы Котуйского мегаблока проведены по высокоградиентным зонам резкой смены структуры и интенсивности регионального магнитного поля. Восточная граница с Анабарским мегаблоком отождествляется с Усуччу-Юряхским и Билляхским разломами [446, 447]. Западная граница интерпретируется как Маймеча-Котуйский региональный разлом фундамента. По данным МТЗ [305], последний представляет собой сброс, по которому кровля Тунгусского мегаблока значительно опущена (с амплитудой до 3 км). Глубинные разломы, ограничивающие Котуйский мегаблок, являются наиболее выраженными трансформными дизъюнктивами и на профилях ГСЗ. Кроме названных, в фундаменте выделяют еще ряд региональных зон разрывных нарушений, разбивающих мегаблок на части и контролирующих магматизм как мафит-

ультрамафитового, так и кислого состава. Так, в северной части листа Q-48 выделяют Мойеринский, Хоиктинский разломы субмеридионального простирания, а также дискордантно (субширотно) ориентированные Комеско-Сурингдинский, Еромохонский, Левомойероканский, Экдоканский разломы [447]. Относительные смещения блоков по этим зонам достигают первых километров [312].

Состав структурно-вещественных комплексов Котуйского мегаблока реконструируется условно, исходя из общих взглядов на структуру кристаллического фундамента платформы в целом. По результатам петрофизического моделирования [419], усредненные плотности пород составляют для большей части площади 2,80–2,88 г/см³, тогда как в Анабарском и Тунгусском мегаблоках эти значения находятся обычно в пределах 2,72–2,80 г/см³. М. П. Гришин, В. Л. Кузнецов и др. [428] ассоциируют с территорией Котуйского блока «сланцево-гнейсово-плаггиогнейсовую с эндербитами» формацию, близкую к эйминской и амбардахской толщам Анабарского щита. Однако высокая фоновая намагниченность пород заставляет предполагать широкое развитие основных и ультраосновных пород. Начиная с Н. Н. Дашкевича и др. [74], предполагается существенное участие метавулканитов основного состава и мафит-ультрамафитовых интрузий в фундаменте Котуйского мегаблока. Как правило, совпадающие локальные положительные аномалии Δg и $(\Delta T)_a$ (до 300 нТл) связываются с плутонами основных–ультраосновных пород центрального типа (например, массивы Делингнэ, Еромо, Делингдэкон, Гэрбичи), а аномалии интенсивностью до 350–400 нТл в зонах повышенных градиентов гравитационного поля – с габброидными массивами [312]. Они приурочены к узлам пересечения субширотных глубинных разломов (Оленёкского, Гэрбичинского, Экондинского и др.) с разрывными нарушениями Байкало-Таймырской системы. Соответственно, субширотные участки пониженного магнитного поля, совпадающие с гравитационными минимумами, интерпретируются как зоны гранитизированных пород.

Исходя из особенностей геофизических полей Котуйского мегаблока и их структурно-вещественной интерпретации, он может рассматриваться как проторифтогенная система, заложённая в раннем протерозое на архейском основании Анабарского геоблока.

Внутреннее строение Тунгусского мегаблока ввиду значительной глубины залегания фундамента сказывается на характере физических полей незначительно. Из региональных реконструкций принято считать, что фундамент Ангаро-Тунгусского геоблока сложен жесткими (условно архейскими) блоками различного размера и сложной внутренней структуры, «спаянными» раннепротерозойскими складчатыми поясами, следами которых являются зоны глубинных разломов [36, 39, 74, 139, 201, 428 и др.]. На западную часть листа Q-48 попадают фрагменты трех таких блоков: Котуйского (северного), Кочечумского и Туринского (южного), граничащие соответственно по зонам субширотного Курейско-Котуйского и Корвунчанского (северо-западного простирания) разломов. Они различаются по характеру аномального гравитационного поля: в первом из упомянутых блоков доминирует северо-западная ориентировка аномалий, в третьем – северо-восточная, а в Кочечумском блоке выраженная ориентировка отсутствует. В Туринском блоке, кроме того, аномалии более

интенсивны (до 70 мГал), но в целом поле силы тяжести в Тунгусском мегаблоке отрицательное и среднедифференцированное. Магнитное поле Тунгусского мегаблока слабодифференцированное, отрицательное; выделяются низкоградиентные субизометричные аномалии различной интенсивности (обычно не выше 300–400 нТл), образующие в целом мозаичную структуру. В значительной мере характер потенциальных полей определяется отрицательным гравитирующим эффектом пород платформенного чехла, мощность которого здесь в несколько раз превышает таковую для Анабарского мегаблока. По данным комплексной интерпретации геофизических полей выделяют ортогональные зоны глубинных разломов; в частности, в южном сегменте территории такая зона протягивается в широтном направлении от устья р. Виви (за западной кромкой листа) в долину р. Кананда [28, 246].

Состав кристаллического фундамента Тунгусского мегаблока поддается реконструкции достаточно условно. Очевидно, он сложен преимущественно слабомагнитными породами, весьма интенсивно преобразованными процессами динамометаморфизма и гранитизации. Плотностные характеристики пород, однако, весьма близки к таковым для Анабарского мегаблока. По аналогии с архейскими комплексами Шарыжалгайского выступа, который рассматривается как выступ основания Ангаро-Тунгусского геоблока [211], в составе Тунгусского геоблока могут преобладать гнейсы разного состава, высокоглиноземистые сланцы при подчиненной роли основных пород. Состав кристаллического фундамента, вскрытого редкими скважинами в Ангарском районе (Байкитская, Кочумдекская и другие площади), указывает на очень широкое проявление процессов гранитизации и диафтореза с образованием мигматит-гранитов, эндебитов, чарнокитов, гнейсо-гранитов. Эти широкомасштабные преобразования имели место, скорее всего, главным образом в раннем протерозое и в определенной мере в связи с формированием Котуйской складчатой системы.

Развитие структурно-вещественных комплексов, относящихся к этой системе, предполагается в северо-западной части листа Q-48. По М. П. Гришину и др. [95, 139, 428], они могут быть представлены молассоидными терригенно-вулканогенными образованиями, преобразованными в различные сланцы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ (РИФЕЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС)

Промежуточный структурный этаж отражает структуры протоплатформенного этапа развития территории, которые рассматриваются либо как линейные мегапрогибы в фундаменте платформы (авлакогены), либо как ветви мобильных структур, развивающихся в обрамлении кратона. Он сложен рифейскими отложениями, достаточно уверенно выделяющимися по характеру волнового поля как самостоятельный сейсмокомплекс [342, 360, 408, 438, 452, 466 и др.].

Развитие рифейского комплекса тесным образом связано со строением фундамента: образования рифея в пределах приподнятых блоков либо отсутствуют, либо имеют незначительные мощности, а в пониженных участках рельефа фундамента суммарная мощность рифейской толщи оценивается в несколько

километров. Ввиду блокового характера рельефа фундамента строение рифейского комплекса имеет контрастные структурные формы и ступенчатый характер сочленения, существенную роль в котором играет разрывная тектоника. Смещения подошвы рифейского комплекса по разрывным нарушениям, по сейсмическим данным, могут достигать 1 км и более [320], тогда как кровля комплекса прослеживается как субгоризонтальная (углы наклона не превышают первых градусов) поверхность, связываемая с отражающим горизонтом R_0 на сейсмических профилях [320, 338, 339].

На рассматриваемой территории рифейский мегакомплекс геологически не изучен. Его формационный состав интерпретируется на основе экстраполяции данных по сопредельным областям Сибирской платформы, а внутренняя структура и характер распространения – по результатам геофизического моделирования.

Рифейские отложения вскрыты скважинами или выходят на поверхность к северу (на склонах Анабарского мегасвода) и к юго-западу (в Байкитской антеклизе и Катангской седловине) от территории листа Q-48. На западном склоне Анабарского поднятия эти отложения представлены неметаморфизованными пологозалегающими терригенными породами в нижней части разреза и карбонатными (преимущественно доломитами) – в верхней части; суммарная мощность их достигает 1800 м [51]. Они несомненно относятся к нижней части плитного структурного этажа. В юго-западных районах платформы рифейский мегакомплекс сложен мощными (до 3500 м) толщами ритмично переслаивающихся терригенных и карбонатных пород, отличающихся более высокой степенью дислоцированности и метаморфизма [52, 142, 264, 428]. По положению рассматриваемого листа в структуре рифейских палеобассейнов Сибирского кратона и волновой картине на соответствующем уровне сейсмического разреза рифейские отложения здесь должны быть близки к соответствующим формациям Катангского фациального района [110]. Соответственно, на территории листа Q-48 они, вероятно, представлены карбонатно-терригенными формациями в нижней части разреза и глинисто-доломитовыми – в верхней.

В геофизических полях рифейский комплекс моделируется как относительно высокоомная (проводимость не превышает 10–20 См) толща с отрицательным гравитирующим эффектом (модельная плотность – 2,66–2,73 г/см³) [320, 340]. При сейсмическом профилировании выдержанные опорные отражения в рифее не фиксируются, хотя и выделяются отдельные несогласно залегающие с вышележащими отложениями границы (отражающие площадки) [342, 360], что позволяет дифференцировать его от горизонтально-слоистого вендского разреза.

В целом на рассматриваемой территории распространение и мощности рифейских отложений моделируются на основе сопоставления гипсометрии поверхности кристаллического фундамента и отражающих горизонтов перекрывающего вендского разреза, а также факта отсутствия или редуцированной мощности этих отложений к юго-востоку (в Сюгджерской седловине и Непско-Ботубинской антеклизе). Локально рифейские отложения отсутствуют и западнее территории листа (например, в скв. Кирамкинская-3), а также к северу – на южном склоне Анабарского щита [51, 289]. Дискретное распространение

рифейского мегакомплекса и моделируемые относительно высокие градиенты вариации его мощности подтверждают контроль его структуры рельефом кристаллического фундамента. Рифейское осадконакопление происходило преимущественно в линейных грабенообразных прогибах, а вне их пределов – в относительно небольших глубоких западинах поверхности фундамента [139]. Возможно существовавшие вне этих депрессий покровные (плитные) формации верхнего рифея в любом случае уничтожены предвендской эрозией.

Основной рифейской тектонической структурой является Ангаро-Котуйский прогиб [221] субмеридионального простираения шириной до 200–250 км, осевая часть которого расположена западнее рамки листа Q-48; территория последнего включает восточный борт прогиба. Геодинамическая природа, конфигурация, размеры и внутренняя структура этой крупнейшей отрицательной структуры трактуются различно в зависимости и от использованных материалов, и от принимаемых исследователями геодинамических концепций. Традиционно прогиб рассматривается как внутриплатформенный авлакоген, хотя и под разными названиями (Катангско-Маймечинский, Кочечумо-Котуйский, Котуйский и т. д.) [35, 204, 274, 297, 433, 454]. В то же время ряд исследователей рассматривали прогиб как часть Анабаро-Тунгусской рифтовой системы [377]. Н. И. Чернышев [452], указывая на сложное строение волнового поля рифейского этажа, предполагал вероятный складчатый характер рифейской толщи и рассматривал Котуйский прогиб как рифтогенную структуру, разделяющую в рифее жесткие блоки Сибирской платформы.

Конфигурация границ прогиба моделировалась разными авторами различным образом. По А. А. Евграфову и др. [339], восточная граница прогиба контролируется серией глубинных наклонных разломов с резким выклиниванием рифейского сейсмокомплекса на глубинах 5–6 км; она трассируется в субмеридиональном направлении от верховьев рек Подушка и Кананда к верховьям р. Турукан и далее на водораздел рек Вилюй и Мойеро. Восточнее отложения венда залегают, как правило, непосредственно на раннедокембрийском фундаменте, хотя рифейский мегакомплекс, возможно, и появляется в виде отдельных маломощных линз [338, 339]. Эта граница в целом соответствует заложенной в раннем протерозое зоне растяжения (Байкало-Таймырской). Однако дискретное развитие в основании слоистого венд-палеозойского разреза рифейского сейсмокомплекса, достигающего 3 км мощности, моделируется и в восточной части рассматриваемой территории по сейсмическому профилю скв. Хошонская-256 – Мойеро [320]. Это подтверждает более раннюю схему М. П. Гришина и др., которые в восточной части прогиба выделяли две ветви, названные Котуйско-Фомичевским и Мойеро-Юнэкенским авлакогенами [428] и представляющие собой, по сейсмическим данным, цепочки впадин, соединенных перемычками с пониженной (менее 1 км) мощностью рифея. Восточная граница Мойеро-Юнэкенского прогиба намечается в северо-восточном углу листа Q-48 от верховьев р. Салка к верховьям р. Лев. Ниж. Вилюйкан.

В целом мощность рифейского сейсмокомплекса увеличивается на запад к осевой части Ангаро-Котуйского прогиба. Если в восточной части листа она оценивается в 3 км в Мойероканской и 1,6 км в Юнэкенской впадинах, то у западной рамки листа достигает 4 км и более – в Усть-Туринской и Воеволиханской впадинах; последняя в целом отвечает Верхнемойеронскому прогибу

поверхности фундамента. В объеме сейсмокомплекса, ограниченного отражающими горизонтами «Ф» и «R₀», выделяются два подкомплекса, отличающиеся по характеру волнового поля, обусловленного, вероятно, различиями во внутренней структуре [339]. Нижний подкомплекс (до 4 км мощности) характеризуется наличием контрастных отражений, разбит на множество блоков, смещения блоков по наклонным разломам имеют незначительные величины, а по структурным особенностям блоки могут существенно отличаться друг от друга. На сеймопрофилях на общем фоне помех, число и интенсивность которых могут резко меняться по латерали, выделяются фрагменты наклонных отражающих площадок, погружающихся преимущественно на запад, в направлении центральной части Ангаро-Котуйского прогиба. Достаточно надежно просматриваются две группы наклонных отражающих горизонтов [339], свидетельствующие о слоистом строении разреза. Предполагается, что нижний подкомплекс представляет нижний и, возможно, средний рифей и сложен карбонатно-терригенными отложениями, близкими по составу к образованиям мукунской серии склонов Анабарского поднятия [339]. Верхний подкомплекс (до 2,5 км мощности) отличается наличием серии субпараллельных отражающих границ, согласных в большей своей части с вышезалегающим комплексом, интерпретируемым как вендский.

В осевой части Ангаро-Котуйского прогиба, фиксируемой главным образом на сопредельной с запада территории, залегание рифейских отложений субгоризонтальное. По аналогии с сопредельными территориями, верхний подкомплекс, относимый к среднему(?) и верхнему рифею, сложен преимущественно доломитовыми формациями.

Исходя из приведенной модели, к промежуточному структурному этажу должен быть отнесен только нижний (нижне-среднерифейский) подкомплекс, тогда как верхний подкомплекс представляет собой нижний структурный ярус плитного этажа, в значительной мере уничтоженный предвендской эрозией. Однако, поскольку эрозионная поверхность рифея выступает как один из наиболее четко выраженных сейсмических отражающих горизонтов (R₀), все предполагаемые рифейские отложения рассматриваются как единый сейсмокомплекс.

В полях развития рифейского сейсмокомплекса, расположенных восточнее основной части Ангаро-Котуйского прогиба, мощность рифея не превышает 3 км. По характеру волнового поля он относится, скорее, к верхнерифейскому подкомплексу.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ПЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Верхний структурный этаж, включающий отложения платформенного чехла, залегает с угловым и стратиграфическим несогласием как на рифейском, так и раннедокембрийском структурных этажах и характеризуется принципиально иным структурным планом. В качестве его нижней границы всеми исследователями принимается поверхность, соответствующая отражающему горизонту F (R₀) – наиболее глубокозалегающей опорной сейсмической границе,

четко прослеживаемой по всем сейсмическим профилям (особенно на участках отсутствия рифея), пересекающим рассматриваемую территорию.

Верхний структурный этаж образован, кроме предполагаемого средне-верхнерифейского, вендско-нижнепалеозойским, среднепалеозойским и верхнепалеозойско-нижнемезозойским структурными ярусами, представленными осадочными и вулканогенными образованиями, инъецированными триасовыми интрузиями базитов. В целом образования всех плитных ярусов слагают моноклиналь с общим падением на запад-юго-запад, осложненную многочисленными блоковыми и пликативными дислокациями платформенного типа различного знака, величины, конфигурации и ориентировки. Углы наклона непостоянны и варьируют от первых десятков минут до 2° , а в зонах приразломных дислокаций – до 20° . Соответственно, перечисленные структурные ярусы последовательно выходят на поверхность в юго-западном направлении от склона Анабаро-Оленёкской антеклизы к центральной части Тунгусской синеклизы (рис. 7). Кроме того, выделяется локально развитый верхнемезозойско-кайнозойский структурный ярус, выполняющий наложенную тектоническую депрессию.

Мощность верхнего структурного этажа в целом направленно увеличивается с северо-востока на юго-запад от 2,5–3 до 9–10 км.

Структурный план двух нижних ярусов прослеживается достаточно четко благодаря наличию выраженных региональных сейсмических границ внутри толщи платформенного чехла. Наиболее четкие границы отвечают подошве и кровле карбонатного венда, подошве верхоленской свиты среднего кембрия и ее аналогов, подошве среднего ордовика, подошве верхнего силура [390]. В верхнепалеозойско-нижнемезозойском ярусе выдержанные отражающие границы не прослеживаются вследствие, очевидно, многочисленных секущих и субпластовых интрузивных тел базитов.

Все структурные ярусы характеризуются отрицательным гравитационным эффектом по отношению к породам фундамента, причем наиболее мощным отрицательным гравитирующим объектом является верхний терригенно-вулканогенный ярус ($\sigma = 2,41\text{--}2,57 \text{ г/см}^3$). Нижние ярусы (в т. ч. средне-верхнерифейский) близки по моделируемой плотности, составляющей $2,63\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$. Кроме того, верхняя (вулканогенная) часть верхнепалеозойско-нижнемезозойского яруса резко отличается по петромагнитным свойствам, которые, в свою очередь, существенно варьируют от нижней преимущественно вулканокластической части разреза к верхней – лавовой. Индуктивная намагненность составляет порядка $< 30 \times 10^{-6} \text{ мЭ}$ и $100\text{--}500 \times 10^{-6} \text{ мЭ}$ соответственно, остаточная намагненность – $100\text{--}500 \times 10^{-6}$ и $50\text{--}1100 \times 10^{-6} \text{ мЭ}$. Однако неравномерное распределение сильномагнитных интрузивных тел в объеме платформенного чехла в значительной мере искажает петрофизические модели.

Вендско-нижнепалеозойский структурный ярус (V-O) выходит на дневную поверхность в северо-восточной и северной частях листа Q-48 своими верхними горизонтами, но по геофизическим (главным образом сейсмическим) данным, привязанным к глубоким скважинам на сопредельных с запада, юга и востока территориях, имеет сплошное распространение и значительную мощность, составляя более 60 % объема осадочно-вулканогенного чехла платформы. Внутренняя структура яруса моделируется по сейсмическим данным.

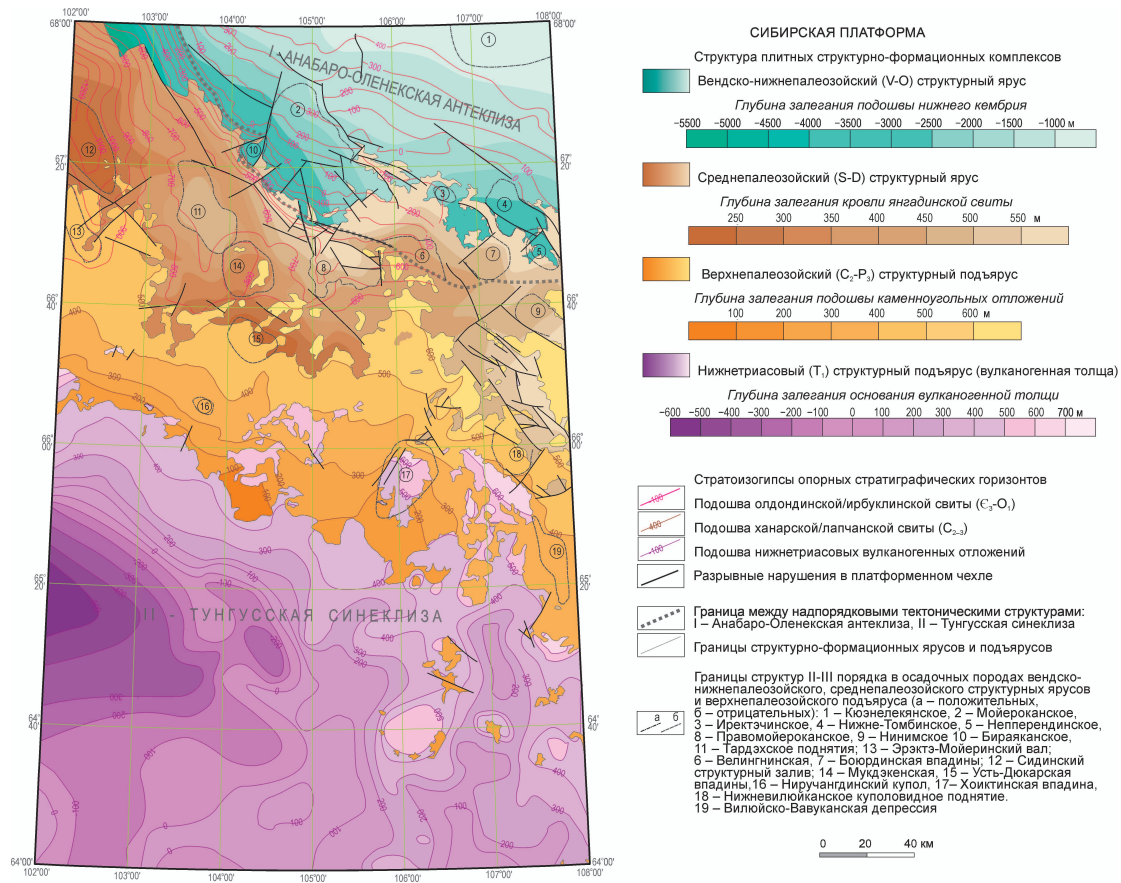


Рис. 7. Структурная схема плитных структурно-вещественных комплексов.

сейсмическим данным. Наиболее выраженным в волновом поле и выдержанным по площади является отражающий горизонт «Б», интерпретируемый как кровля тэтэрской свиты венда (или «кровля карбонатного венда»); прочие опорные границы в региональном плане повторяют его конфигурацию. Поскольку нижние горизонты платформенного чехла слабо затронуты инъективно-блоковыми дислокациями при внедрении раннетриасовых интрузий базитов, гипсометрия горизонта «Б» дает представление о строении всего структурного яруса [102, 292, 320, 356].

Подошва яруса характеризуется относительно ровным рельефом, направленно погружаясь в юго-западном направлении от отметок порядка $-1,1 \dots -1,5$ км в северо-восточной части листа (рис. 8). Максимальные глубины залегания фиксируются в пределах Туринской мегавпадины, основная часть которой находится за западной рамкой листа. Они оцениваются разными исследователями от $-6,5$ км [139] до -8 км [390 и др.] и даже до -10 км и глубже [320, 341]. Последнее значение принято и в настоящей работе. Оси мегавпадины, имеющей субширотное простирание, на поверхности соответствует долина р. Корвунчана, а ее ширина по стратоизогипсе $-8,5$ км превышает 200 км. Углы погружения поверхности составляют обычно $1-2^\circ$ и лишь на юго-восточном склоне Туринской мегавпадины увеличиваются до $6-7^\circ$ [360]. Тектонические единицы высоких порядков выражены слабо и представлены структурными элементами, характерными для моноклинальных склонов (структурными носами, заливами, выступами). Все они имеют, как правило, сквозное развитие в разрезе венда и нижнего кембрия. В частности, в южной части территории выделяются Вавуканский, Виллойский и Турунский выступы и разделяющий два последних Туруканский структурный залив, амплитуды которых не превышают 300 м, а поперечные размеры – 20–25 км [341]. Присутствуют инвертированные относительно структурного плана рифейского мегакомплекса структуры, например Ленковское поднятие (на юго-западе листа Q-48), отвечающее наиболее прогнутой (в пределах листа Q-48) части рифейского прогиба (Усть-Туринской впадине). Вышележащие опорные горизонты внутри вендско-нижнепалеозойского комплекса в общих чертах повторяют структурный план его подошвы.

Большую часть Анабарской антеклизы занимает Анабарский мегасвод, выходящий на территорию листа Q-48 своим юго-западным склоном и осложненный Кюэнелекянским куполовидным поднятием (структура II порядка) с амплитудой не более 100 м и площадью до 2500 км². Граница с Курейской синеклизой осложняется Верхнеоленьским структурным мысом шириной до 50 км и амплитудой до 500 м, где подошва кембрия опущена до глубины – 2500 м; в гипсометрии нижележащих опорных границ (в т. ч. горизонта R₀) эта структура выражена менее четко.

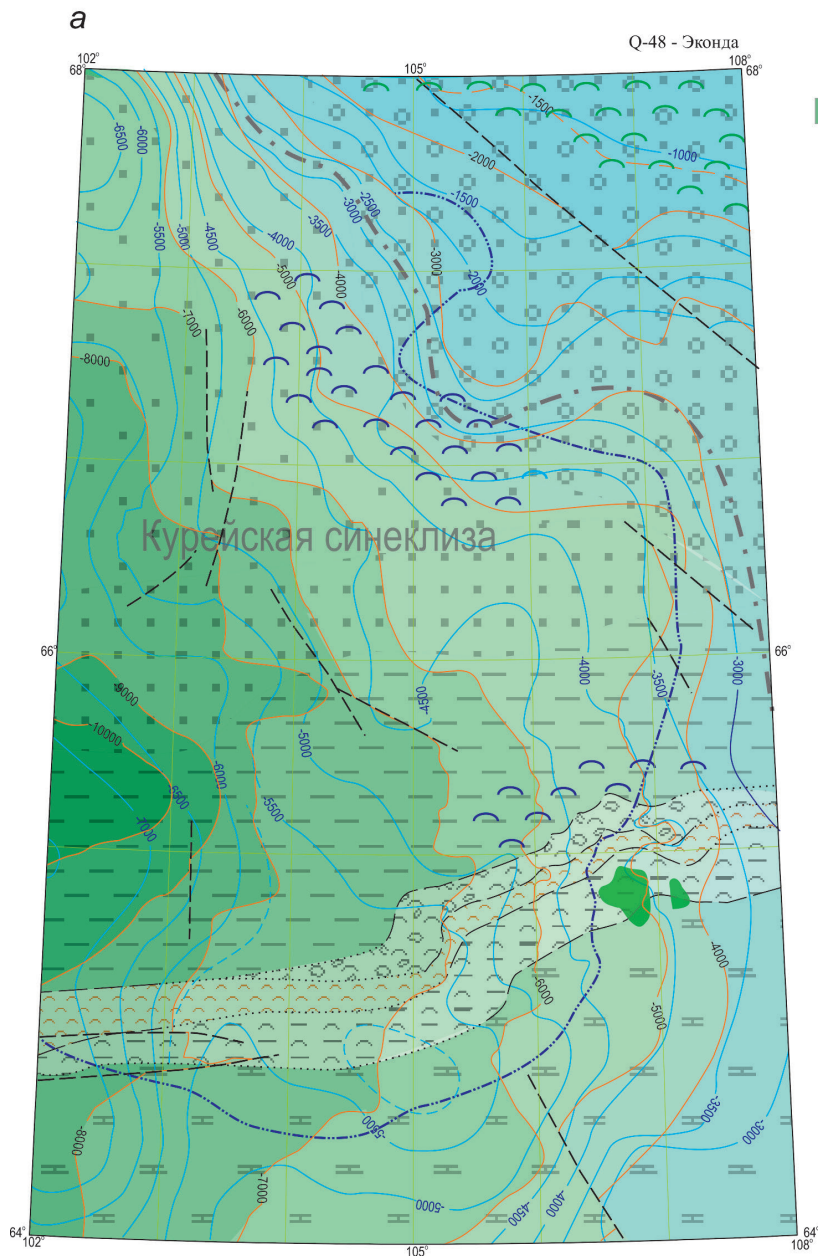
Большая часть территории относится к восточному борту Курейской синеклизы – впервые выделенной П. Оффманом [174] надпорядковой структуры, осевая часть которой расположена за западной рамкой листа Q-48. В пределах синеклизы подошва кембрия полого (со средним градиентом 20 м/км) погружается на запад к центральной части Туринской мегавпадины, где эта поверхность опущена на глубину 8 км. Амплитуда относительно Анабарского мегасвода превышает, таким образом, 7500 м. Рельеф кровли карбонатного

венда на борту синеклизы расчленен относительно слабо. Наиболее выраженными структурами II порядка являются Муруктинский структурный залив (амплитуда до 700 м) в северо-западном углу листа и вытянутая на северо-запад Верхнетурунская котловина с амплитудой 400 м и размерами 70 × 40 км – в южной части. К последней примыкает Ейкинский структурный мыс с амплитудой до 500 м, вдающийся в Туринскую мегавпадину на 100 км. В центральной части территории листа выделяется меридиональный Виллойканский вал амплитудой 200 м и протяженностью до 65 км. Из локальных структур наиболее выражено Хоктомское поднятие размером 20 × 36 км на западной рамке листа (в верховьях р. Воеволихан) [468].

Вендско-нижнепалеозойский комплекс сложен преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными формациями с локально обособленными горизонтами терригенных и соленосных пород. По формационному составу могут быть выделены нижневендский, верхневендско-среднекембрийский и среднекембрийско-ордовикский подъярусы, разделенные региональными диастемами (предверхневендской и предверхоленской).

Нижневендский структурный подъярус, развитие которого предполагается по появлению в вендском сейсмокомплексе отражающего горизонта M_2 , сопоставляемого с кровлей ванаварской свиты или ее аналогов [68, 320, 360], отличается, по аналогии с сопредельными с юга территориями [142, 275], существенно терригенным составом и представлен, вероятно, песчано-глинистой формацией. На востоке, а также крайнем юге и севере листа он отсутствует; линии выклинивания, имеющей северо-восточное простирание, на поверхности соответствуют долины рек Дягдакта и Вавукан (верхний) с продолжением на левобережье р. Виллой [341]. Однако моделируемое распределение мощностей терригенного венда [68] не отвечает конфигурации Туринской мегавпадины, выделяемой как по подошве, так и кровле вендских отложений. Максимальные значения (более 400 м) фиксируются в верхнем течении р. Мойеро, т. е. на северо-восточном склоне депрессии, в осевой части которой эти значения составляют 100–160 м. При этом поверхность кровли ванаварской свиты погружается в западном направлении на расстоянии 150 км от –5500 до –8500 м [341]. В том же направлении растет и мощность карбонатных пород верхнего венда, хотя его максимальные мощности (до 2,5 км) предполагаются севернее, в районе р. Корвунчана. Прирост мощностей вендских формаций по сравнению с южной прибортовой зоной Курейской синеклизы более значителен для наиболее верхних формаций венда (собинская и тэтэрская свиты), что указывает на увеличение скорости компенсированного прогибания к концу венда. На севере листа (на склоне Анабарского мегасвода) мощность венда, исходя из сеймогеологических моделей, существенно меньше, возможно, вплоть до полного выклинивания.

Верхневендско-среднекембрийский структурный подъярус включает отложения верхнего венда, нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия. Он залегает на нижневендском подъярусе, вероятно, с перерывом в осадконакоплении аналогично всей южной части Сибирской платформы и занимает до 70 % объема всего яруса. Сложен ассоциацией карбонатных и галогенно-карбонатных формаций. Мощность подъяруса относительно вы-



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



—1000— Изогипсы подошвы вендских отложений (сечение 1000 м)

—1000— Изогипсы подошвы нижнекембрийских отложений (сечение 500 м)

— — — — — Граница выклинивания терригенных нижневендских отложений, установленная по сейсмическим данным

Типы разрезов нижнего кембрия (по Корсунов и др., 1992; Горюнов и др., 2010; Евграфов и др., 2015, Стратиграфия... 2016)

— — — — — Глинисто-карбонатный соленосный

Нижне-среднекембрийский рифовый барьер (а - органогенный известняковый комплекс, б - переходные к соленосному комплексу отложения, в - карбонатно-обломочные образования зарифовой зоны)

— — — — — Доманикоидный (битуминозная глинисто-известняковая формация глубоководных прогибов)

■ ■ Карбонатный (краевой части открытого шельфа)

■ ■ Карбонатно-терригенный глубокого шельфа (а) и мелкого шельфа (б)

■ ■ Карбонатно-терригенный (прибрежно-морские фации)

а б Предполагаемые рифовые комплексы среднего (а) и среднего-верхнего (б) кембрия

а б Литологические границы, установленные по комплексу геофизических исследований (а) и предполагаемые (б)

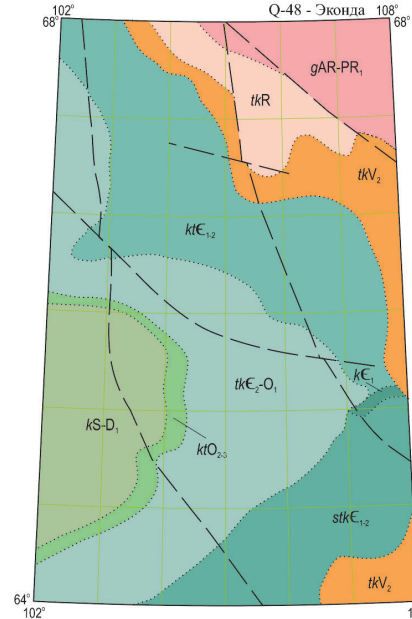
● Интрузивные тела базитов, локализованные в нижнекембрийских отложениях

— — — — — Разрывные нарушения

— — — — — Граница Курейской синеклизы



б

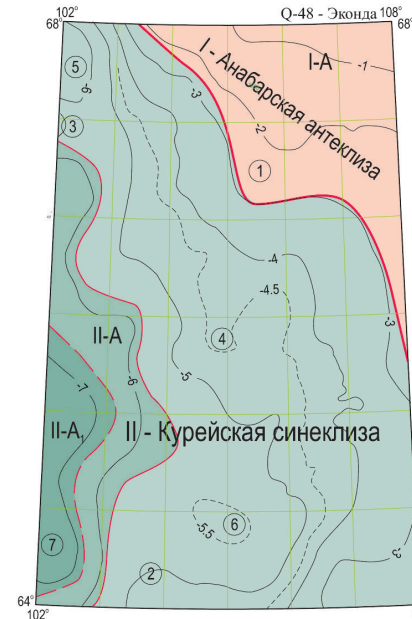


Структурно-вещественные мегакомплексы, развитые на уровне среза -3 км

- kS-D₁** Силурийско-раннедевонский соленосный карбонатный
- ktO₂₃** Средне-позднеордовикский карбонатно-терригенный
- tkE₂-O₁** Среднекембрийско-раннеордовикский терригенно-карбонатный пестроцветный (преимущественно доломитовый)
- ktE₁₋₂** Ранне-среднекембрийский битуминозный известняково-глинистый (эмтокско-куонамский) с островными карбонатными массивами
- stkE₁₋₂** Ранне-среднекембрийский галогенно-сульфатно-доломитовый
- kE₁** Раннекембрийский рифоидный
- tkV₂** Поздневендский песчано-доломитовый
- tkR** Рифейский глинисто-карбонатный
- gAR-PR** Архейско-раннепротерозойский ретроградно-метаморфический (кристаллический фундамент)
- Разрывные нарушения
- Геологические границы



в



Тектонические структуры вендско-нижнепалеозойского структурного яруса (по А.Н.Конторовичу и др. [2009])

- Границы надпорядковых структур: I - Анабарская антеклиз, II - Курейская синеклизы
- Границы структур 0 порядка: II-A - Туринская мегавпадина
- Границы структур I порядка: II-A, - Вивинская впадина

- Структуры II порядка
- Структурные мысы: 1 - Верхнеоленинский, 2 - Ейский.
- Поднятия: 3 - Чирдинское, 4 - Верхневиллоканский вал;
- Впадины: 5 - Муруктинская, 6 - Верхнетурунская, 7 - Туруканская

Изогипсы кровли карбонатного венда (тэтэрской свиты и ее аналогов) в км



Рис. 8. Вендско-нижнепалеозойский структурный ярус.

а – тектоническая схема вендско-нижнепалеозойского структурного яруса (масштаб 1 : 2 500 000); б – схема геологического строения на уровне среза -3 км (масштаб 1 : 5 000 000); в – схема тектонического районирования вендско-нижнепалеозойского структурного яруса (масштаб 1 : 5 000 000).

держана, хотя также возрастает с востока на запад – от 2,5 км на склоне Анабарского мегасвода до 4,8 км в осевой части Туринской мегавпадины.

Основываясь на экстраполяции данных по разрезам венда примыкающих с юга и с севера соответственно Илимпейского и Анабарского фациальных районов, предполагается, что нижняя (ниже опорного отражающего горизонта «Б») часть подъяруса сложена породами глинисто-доломитовой и доломитовой формаций. Верхняя часть, включающая нижне- и среднекембрийские отложения, характеризуется резкой литофациальной изменчивостью, выраженной развитием в южной и северной частях рассматриваемой площади двух контрастных типов разрезов, отвечающих в фациальном отношении соответственно Иркутско-Олёкминской карбонатной платформе и Юдомо-Оленёкскому морскому бассейну и разделенных рифовой барьерной системой. Наиболее резкая фациальная контрастность проявлена на верхнем (тойонский и амгинский ярусы) уровне разреза подъяруса и выражается в полном замещении соленосных и сульфатосных доломитовых формаций рифогенными образованиями примерно той же мощности, которые далее к северу переходят с резким (в 20 раз) сокращением мощности в известняки доманикоидного типа. Выклинивание соленосных пластов в северном направлении, фиксирующееся уже в районе южной рамки листа [360], приводит к унификации акустических параметров разреза и, соответственно, к исчезновению большинства опорных отражений на сейсмопрофилях.

Западно-Якутский рифовый барьер, детально изученный на сопредельной с востока территории [37, 40, 41], по данным сейсмопрофилирования, пересекает всю территорию листа Q-48 в запад-юго-западном направлении от долины р. Виллой к р. Туру [22, 243, 266, 320]. Ширина его не превышает 20 км. Рифовый барьер находит четкое отображение в волновом поле по резкому прекращению прослеживания сейсмических границ в кровле куонамской свиты в зоне примыкания и полной потере внутренних отражений [320, 339, 341]. Из опорных горизонтов здесь относительно устойчиво прослеживается лишь граница Н₁, связываемая с кровлей амгинского яруса.

Рифовый барьер представляет собой ассоциацию карбонатных (преимущественно известнякового) комплексов, характеризующихся широким развитием органогенных (водорослево-археоциатовых) построек, наличием внутриформационных перерывов, подводных размывов, с вмещающими глинисто-карбонатными отложениями. Мощность рифогенной ассоциации формаций, выделяемой в сопредельной с востока территории в объеме удачининской свиты и охватывающей стратиграфический интервал тойонского, амгинского и низов майского ярусов, достигает 600 м и более. Глубина залегания кровли рифового комплекса уменьшается в восточном направлении от –3800 до –2900 м [22, 266].

Южнее рифового барьера развита мощная галогенно-сульфатно-доломитовая толща с резко подчиненной ролью известняков и карбонатно-терригенных отложений (соленосный тип разреза), состоящая из трансгрессивно-регрессивных циклитов, формировавшихся в обстановках лагунной седиментации (закрытого шельфа). Мощность ее на территории листа варьирует незначительно – от 1500–1600 м в юго-восточном углу листа до 2000–2200 м в районе примыкания к барьерному рифу, но существенно превышает толщину ана-

логичной толщи в разрезах скважин Илимпейской площади к югу от рамки листа (скв. Хошонская-256 и др. [353]). В разрезе толщи выделяются пять макроциклов, соответствующих определенным свитам (юедейский, эльгяно-толбачанский, олёмминский, чарский и ичерско-метегерский). Наиболее значительный трансгрессивный ритм отвечает тойонскому ярусу (чарский цикл), после которого имеет место переход к продолжительной регрессивной стадии.

Территория к северу от рифового барьера относится к Юдомо-Оленёкскому фациальному региону, где развиты морские фации нормальной солености с резким преобладанием известняков. Резко преобладающая (95 %) часть стратиграфического разреза в этом регионе (от томмотского до низов майского яруса) отличается крайне незначительной мощностью, на порядок меньшей, чем в Иркутско-Олёмминском фациальном регионе. В его нижней части развита пестроцветная глинисто-известняковая формация (аналог эмяксинской свиты и других, мощностью до 200 м), сменяющаяся вверх битуминозной кремнисто-карбонатной (доманикоидной) формацией (куонамская свита) еще меньшей мощности (не более 70 м), указывая на обстановки резко некомпенсированного прогибания. Зона минимальных мощностей некомпенсированного палеобассейна имеет субширотное простирание и отвечает правобережью р. Туру [360], т. е. непосредственно примыкает к рифовому барьеру. Кровля куонамской свиты погружается на запад с градиентом порядка 2–4 м/км; минимальные отметки (–7,5 км и глубже) отвечают Туринской мегавпадине [68].

Верхняя (средне-верхнемайская) часть разреза этого фациального региона, составляющая по продолжительности формирования менее 5 %, представлена терригенно-глинисто-карбонатными флишоидными образованиями значительной мощности (до 600 м), которые на сопредельных с севера площадях рассматриваются в объеме оленёкской, джахтарской и силигирской свит [51]. По данным сейсмического профилирования в среднекембрийском разрезе выделяются обособленные рифовые постройки, представляющие собой фрагменты барьерного рифа. Наиболее крупной из них является Мойероканская рифовая банка [22, 68].

Среднекембрийско-ордовикский структурный подъярус отделен от нижележащего подъяруса региональным размывом, обусловившим смену формационного состава осадков, без существенного стратиграфического перерыва и тем более углового несогласия [36, 125, 139]. В отличие от нижележащих тектоностратиграфических единиц он изучен геологически, выходя на поверхность на обширной площади (около 17 000 км²) в северо-восточной части листа Q-48. Подошва подъяруса погружается от гипсометрического уровня +100 м на Анабарском мегасводе до –4000 м в Туринской мегавпадине. В восточной части последней и моделируются максимальные мощности подъяруса – до 1500 м, судя по разрезу скв. Кирамкинская-1 к западу от рамки листа, где это значение превышает 1700 м [306], тогда как к северной, восточной и южной рамкам листа они уменьшаются до 700–900 м.

Некоторая структурная перестройка сводится к уменьшению амплитуд тектонических элементов и, соответственно, редуцированию наименее выраженных из них (например, Муруктинского структурного залива). В районе выхода подъяруса на поверхность ордовикские отложения, судя по гипсометрии подошвы мойеронской свиты, в целом полого погружаются в юго-

западных румбах под углами $0^{\circ}40' - 1^{\circ}30'$, а амплитуды редких осложняющих тектонических элементов (например, Лавиктангдинского структурного залива) не превышают 60 м [447]. Небольшие по амплитудам (первые метры) складки с размахом крыльев 30–50 м и с падением слоев до $25 - 40^{\circ}$ [237] не оказывают заметного влияния на общий структурный план. Наиболее выраженными структурными элементами являются горстообразные поднятия северо-западного простирания: крупное (100×50 км) Мойероканское (на Мойеро-Оленёкском водоразделе) и меньшее по размерам (50×30 км) Нижнетомбинское (правобережье верховьев р. Оленёк). Однако и их амплитуды (по подошве ордовика) не превышают 200 м. Определяющим этапом формирования современного плана этих структур, впрочем, является раннетриасовый.

Рассматриваемый подъярус отличается развитием преимущественно близких по составу формаций регрессивных стадий существенно сокращенной мощности, хотя и наследует в значительной степени формационную зональность подстилающей толщи. В основании подъяруса залегает относительно маломощная (до 250 м) рифовая (органогенная глинисто-известняковая) формация (чукукская свита), соответствующая северной бортовой зоне узкого (порядка 50–70 км шириной) Хантайско-Оленёкского морского бассейна, который с юга обрамлялся вышеописанным рифовым барьером, сместившимся в течение майского века на расстояние до 100 км к северу. Рифовая формация замещается как по латерали, так и вверх по разрезу пестроцветной глинисто-алевролитно-известняково-доломитовой формацией (мархинской свитой), которая на уровне аксайского яруса развита как к северу, так и к югу от погребенного рифового барьера. Участие пестроцветных пород (преимущественно мергелей) в юго-западном направлении увеличивается, и указанная формация сменяется красноцветной молассоидной гравелито-песчаной формацией (эвенкийская свита), мощность которой в скв. Ксл-1 (50 км за южной рамкой листа) составляет 580 м, т. е. того же порядка, что и пестроцветной формации на севере территории (мархинская и онхойюряхская свиты).

Нижний вертикальный ряд формаций рассматриваемого подъяруса продолжается сероцветной мергельно-карбонатной формацией (ирбуклинская свита), однако для перекрывающих отложений намечается литофациальная зональность более высокого порядка, отражающая дифференциацию режимов осадконакопления в Хантайско-Оленёкском бассейне. На северо-западе листа (Мойеронская подзона) характерно преобладание известняков при существенной роли органогенных разностей и развитие, соответственно, пестроцветных сульфатонесной алевролитно-мергельно-карбонатной (кочаканская свита) и глинисто-мергельно-известняковой (мойеронская и джеромская свиты) формаций; на северо-востоке (Мархинско-Моркокинская подзона) – доминирование доломитов и последовательное накопление с частыми перерывами в осадконакоплении относительно маломощных глинисто-доломитовой (верхняя часть олдондинской свиты), известняково-доломитовой (сохсолохская свита), песчано-известняковой (сытыканская свита) и глинисто-мергельно-доломитовой (кылахская свита) формаций.

В южной части листа Q-48, исходя из экстраполяции данных с сопредельных территорий, в ордовикском разрезе резко доминируют глинисто-доломитовые формации, существенно варьирующие по мощности, локально вплоть

до полного выклинивания. Предполагается, что относительно мощный ордовикский разрез присутствует лишь в Туринской мегавпадине, ограниченной гипотетическим Тембенчинским (на севере) и Катангским (на юге) поднятиями [16, 125, 139, 228]. При этом в разрезах наиболее близких к рамке листа Q-48 глубоких скважин верхнекембрийские и нижнеордовикские пестроцветные формации составляют более 80 % объема подъяруса, так же как и на борту Анабаро-Оленёкской антеклизы.

Суммарная мощность вендско-нижнепалеозойского яруса в пределах листа Q-48, таким образом, варьирует от 2,5 до 7 км, из которых более 70 % приходится на карбонатные формации.

Среднепалеозойский структурный ярус (S-D) охватывает отложения от лландоверийского отдела силура до низов верхнего девона. От вендско-нижнепалеозойского яруса он отделен стратиграфическим (соответствующим верхам верхнего ордовика и низам лландовери) и местным структурным несогласием. Вместе с тем как региональный структурный план, так и фациальная зональность силурийских отложений отвечают таковым для ордовикских, отражая очередную стадию развития Сибирского палеозойского эпиконтинентального бассейна, что позволяет многим исследователям [125, 139 и др.] расширить стратиграфический интервал нижнего плитного яруса Сибирской платформы до верхов силура. Однако неопределенность положения силурийско-девонской границы и отсутствие на ней регионального седиментационного перерыва при наличии такового в подошве силура заставляют считать предпочтительным выделение силурийских и девонских образований в составе единого структурного яруса, который занимает не более 10 % в объеме платформенного чехла.

Региональный структурный план данного яруса, наиболее четко выраженный по отражающему горизонту в подошве верхнего силура (рис. 7), соответствует таковому для нижнего яруса плитного чехла, однако распределение мощностей силурийских и девонских образований существенно иное. Соответственно, в пределах рассматриваемой территории они слагают моноклинали на северо-восточном и восточном бортах Курейской синеклизы. Усредненные углы падения варьируют от $1,1^\circ$ на северо-восточном борту до $1,6^\circ$ на восточном (в долине р. Вилюй); при переходе к днищу синеклизы, выделяемому как Туринская мегавпадина (мегапрогиб), они падают до $0,5^\circ$. Наиболее пологое залегание (с погружением слоев на запад под углами порядка $0,25-0,3^\circ$) фиксируется в юго-восточной части синеклизы. На северо-восточном борту (в низовьях правых притоков р. Оленёк) наблюдаются и наиболее высокие (до +600 м) отметки подошвы среднепалеозойского яруса, тогда как к северо-западу (в Котуй-Мойеринском междуречье) и в южной части рассматриваемой территории они опускаются до +200 м. По данным геофизического моделирования [320] предполагается погружение этой поверхности на глубину более 4000 м в юго-западной части листа, отвечающей осевой зоне Норильско-Туринского прогиба, трассируемой в юго-восточном направлении в районе левых притоков р. Корвунчана. На юго-западном борту этого прогиба в скв. Кчч-2 в 70 км за западной рамкой листа подошва силура находится на абс. отм. -2939 м, а в скв. Кр-1 (в 90 км) – на -2167 м [306].

Мощность структурного яруса по сравнению с нижележащим более выдержана. В сводном разрезе по р. Мойеро она составляет порядка 700 м, из которых около 65 % приходится на силурийские отложения, а максимальных значений достигает, возможно, в Норильско-Туринском прогибе [252]. Мощность силура здесь оценивается по фациально-палеогеографическим реконструкциям величинами не менее 700 м [252]; в то же время при моделировании слоистой толщи плитного чехла по геофизическим данным допускается увеличение мощности яруса до величин порядка 3000 м [320]. В разрезе скв. Кчч-2 мощность силурийско-девонского яруса составляет 1060 м, из которых 671 м (те же 65 %) приходится на силур [306]; однако вертикальный интервал яруса превышает 2100 м вследствие насыщенности разреза раннетриасовыми долеритовыми интрузиями, суммарная толщина которых сопоставима с мощностью отложений собственно среднепалеозойского яруса, а в верхнесилурийской–нижнедевонской части разреза – превышает ее в 2 раза. Кроме того, разрез венчается верхнедевонскими отложениями каларгонской и нахохозской свит, отсутствующими в Мойеронской и Моркокинской подзонах. В то же время в юго-восточном направлении прогиб выражен в гораздо меньшей степени. У его южного окончания (скв. Ксл-1) в верхней части яруса сохранились лишь нижнедевонские осадки (нимская свита) сокращенной мощности, а суммарная мощность яруса падает до 570 м, из которых 20 % приходится на инъецирующие долериты; подошва силура поднята до отметки –881 м [320]. В наиболее юго-восточной части листа девонские отложения выклиниваются [139].

Не считая зоны сочленения Курейской синеклизы и Анабарской антеклизы, где залегание силурийских формаций часто нарушено с формированием горсто- и грабенообразных локальных структур вследствие раннетриасовой активизации, структурный рисунок среднепалеозойского яруса отличается редкостью выраженных (с амплитудой более 50–60 м) пликативных структур высших порядков, так же как и крупных дизъюнктивных нарушений. Единственным исключением является Тардэхская брахиантиклиналь (55 км в поперечнике) в среднем течении р. Мойеро (район оз. Агиды), наследующая положительную структуру нижележащего подъяруса; амплитуда ее по кровле янгадинской свиты составляет 110 м [303].

В соответствии с моноклиналим залеганием на поверхности территории листа Q-48 рассматриваемый ярус выходит в виде полосы шириной 60–100 км и включает два структурно-формационных комплекса (СФК): нижнесилурийский глинисто-карбонатный и верхнесилурийско-девонский терригенно-карбонатный пестроцветный. Первый отвечает трансгрессивной и инундационной стадиям развития платформы, второй – накоплению формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий [34, 36, 125].

Ряд формаций первого из названных СФК представлен последовательной сменой мелководных шельфовых формаций. Лишь в основании разреза развита глубоководная маломощная глинистая (граптолитовая) формация, выклинивающаяся в юго-восточном направлении. Она сменяется мощной глинисто-известняковой формацией с разнообразной и обильной фауной (большая часть мойероканской, хаастырская и агидыйская свиты в Мойеронской зоне, а также байтахская, башенная, машковская и непперендинская свиты –

в Моркокинской). Верхнюю часть трансгрессивного разреза занимает рифидная формация, сложенная почти чистыми известняками с однообразными ориктоценозами (хакомская и янгадинская свиты в Мойеронской зоне и верхи неперединской и низы яральинской свит – в Моркокинской).

Регрессивной стадии отвечают ряды сульфатно-карбонатных (кольдинская, зубовская, курейская, сидинская и верхняя часть яральинской – томбинская свиты) и известняковых формаций. Эта (верхняя) часть структурного яруса отличается небольшими мощностями формаций, их резкими латеральными колебаниями, значительным количеством перерывов и размывов, высокой фациальной изменчивостью при преобладании лагунных, реже мелководных морских фаций, более существенной ролью терригенных пород при отсутствии грубообломочных отложений, слабым развитием фаунистических комплексов, а также частой редуциацией тех или иных частей разреза, отражая общее сокращение масштабов девонского осадконакопления в Северо-Тунгусской СФО к югу и востоку (по мере удаления от Таймырского морского бассейна). Наиболее проявлены преддевонский (исключая северо-западные районы листа Q-48) и предпозднеэмсский размывы. Верхние компоненты формационных рядов (известняковая формация), как правило, редуцированы и представлены лишь юктинской свитой.

Для среднепалеозойского структурного яруса характерна высокая насыщенность разрезов триасовыми трапповыми интрузиями, причем ее степень возрастает к центральной части Курейской синеклизы, где, исходя из разрезов глубоких скважин, доля базитовых интрузий превышает 40 %. На бортах синеклизы (как юго-восточном, так и северо-восточном) аналогичный параметр составляет не более 15 %.

Верхнепалеозойско-нижнемезозойский структурный ярус (C₂-T₁) включает отложения среднего и верхнего карбона, перми и нижнего триаса. Он залегает на среднепалеозойском структурном ярусе с глубоким размывом и резко отличается от него по формационным рядам и, соответственно, геодинамическому режиму. Формированию рассматриваемого яруса предшествовало заложение крупнейшей платформенной структуры – Тунгусской синеклизы, современный план которой определяется строением нижнетриасовой вулканогенной толщи. Большинство исследователей, начиная с С. В. Обручева, рассматривают последнюю в качестве закономерного продукта позднепалеозойско-раннемезозойского регрессивно-эмерсивного цикла, начавшегося в среднем карбоне, на что указывает отсутствие значимого перерыва, а местами даже постепенные переходы между терригенными отложениями перми и вулканогенными – триаса. Ряд исследователей, однако, выделяют платобазальтовую толщу в самостоятельный ярус, ссылаясь на уникальность огромной по объему – 4 млн км³ [132] – платобазальтовой толщи, формирование которой обусловлено тектоно-магматической активизацией на рубеже перми и триаса. К тому же сопоставление структурных схем платобазальтового СФК и распределения суммарных мощностей верхнепалеозойской формации показывает существенные отличия между их структурными планами [54, 333]. В силу этого область развития платобазальтов нередко выделяется в качестве самостоятельной Среднесибирской вулканической области, наложенной на структуры Тунгусской синеклизы.

На рассматриваемой территории, отвечающей восточной части Тунгусской синеклизы, ее общий структурный план (рис. 7) аналогичен таковому ранне-среднепалеозойской Курейской синеклизы, в отличие от расположенных южнее и юго-западнее районов Сибирской платформы. Соответственно, фиксируется пологое моноклинальное погружение подошвы яруса к осевой части Центрально-Тунгусской (Туринской) мегавпадины с углами падения не более 1° . На северо-восточном склоне Тунгусской синеклизы и в придонной части впадины они уменьшаются до $0^\circ 20' - 0^\circ 30'$. Гипсометрические отметки подошвы яруса изменяются от $+500 \dots +600$ м на северо-восточном борту синеклизы до порядка $-1000 \dots -1100$ м в Туринской впадине [139], но вновь увеличиваются на ее южном борту до $-400 \dots -500$ м (в скв. Ксл-1 в 50 км от южной рамки листа эта граница фиксируется на отметке -333 м [394]).

Верхнепалеозойско-нижнетриасовый ярус по большей части характеризуется пониженными пластовыми скоростями (от $3,43 - 3,64$ км·с⁻¹ в алевролитах до $3,18$ км·с⁻¹ в туфах) и не содержит внутренних выдержанных отражающих границ. Граничные скорости по преломленным волнам в базальтах верхней части яруса существенно выше ($4,5 - 5,9$ км·с⁻¹) [360]. Терригенные формации верхнего палеозоя отличаются от нижележащих осадочных толщ и высокой проводимостью; значения удельного сопротивления ($20 - 40$ Ом в среднем) на 1–2 порядка ниже, чем в ниже- и среднепалеозойских толщах [28, 118].

Хотя рассматриваемый ярус слагает около 50 % территории листа Q-48, в объеме платформенного чехла его роль не более 15–20 %, поскольку суммарная мощность не превышает 1600 м. Включает два контрастных СВК, что позволяет выделить два подъяруса: нижний верхнепалеозойский (угленосный терригенный), мощность которого не превышает 450 м, и преобладающий по объему, хотя и развитый на меньшей площади, верхний нижнетриасовый (вулканогенный). Внутреннее строение последнего и определяет общий структурный план среднекаменноугольно-триасового яруса.

Верхнепалеозойский структурный подъярус (C₂-P) по всему ареалу развития и в разрезе характеризуется однообразием литологического состава и представлен единой регрессивной лимно-паралической алевролитопесчаниковой угленосной формацией [34, 36], хотя и отмечается определенное изменение состава верхнепалеозойских отложений – как по латерали с востока на запад, так и вверх по разрезу – в сторону повышения как угленасыщенности разрезов, так и содержания в них вулканокластического материала, а также увеличения роли более мелкозернистых осадков. Предказанским стратиграфическим несогласием он подразделяется на две части, представляющих собой два регрессивных цикла: среднекаменноугольно-нижнепермский и средне-верхнепермский. Каких-либо крупных синседиментационных структур в объеме подъяруса не наблюдается. Мощность его незначительно увеличивается от бортов Тунгусской синеклизы в сторону ее центральной части, достигая в восточной части Центрально-Тунгусской мегавпадины (на площади листа), вероятно, 400–450 м. В скв. Кчч-2 (в 70 км за западной рамкой листа) она составляет 429 м [306].

Внутренняя структура верхнепалеозойского подъяруса определяется моноклинальным весьма пологим (около $0^\circ 30'$ в среднем) погружением стратиграфических границ в сторону оси синеклизы. Соответственно, азимуты падения

меняются от юго-юго-западных в центральной части листа, где рассматриваемый подъярус выходит на поверхность в виде полосы северо-западного простирания шириной 60–110 км до, вероятно, север-северо-западных на южной кромке листа. Конседиментационные тектонические структуры высоких порядков представлены, как правило, малоамплитудными структурными мысами и заливами. Амплитуда наиболее выраженных из них – Усть-Дюкарского структурного залива и сопряженного с ним Конгтоконского структурного носа (в среднем течении р. Мойеро), а также Довиндакаканского выступа на юго-востоке листа не превышает 100 м. Единственным исключением является выделенный по геофизическим данным Илимпейский свод, северное замыкание которого попадает на территорию листа Q-48 в его юго-восточной части. Подошва структурного яруса здесь поднята до отметок –200...–100 м – на 200–250 м выше окружающей площади. В гораздо большей степени моноклинальное строение верхнепалеозойской толщи нарушено дизъюнктивными дислокациями и пологосекущими и субпластовыми интрузиями долеритов, связанными с тектоническими процессами раннетриасового времени. Амплитуды таких активизированных структур, органиченных разрывными нарушениями (например, Туру-Вавинского поднятия), могут превышать 200 м. Насыщенность разреза интрузиями в среднем составляет 35–40 %, но местами существенно превышает 50 %.

В фациальном аспекте разрез подъяруса представляет собой ритмично построенную регрессивную толщу переслаивания сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углей, конгломератов, гравелитов, очень редко – известняков. Появление последних в крайней восточной части ареала указывает на постепенный переход к угленосной паралической формации. Вверх по разрезу увеличивается дифференцированность разреза по гранулометрии (с общей тенденцией к увеличению роли более крупнозернистых осадков). В верхнепермских отложениях локально появляются бикластиты, указывающие на переыв верхнепалеозойских же пород, и линзы каолинитов (переотложенных кор выветривания). Кроме того, в этом направлении растет угленасыщенность формации. Наибольшее количество угольных пластов и их максимальные мощности отмечаются в венчающих верхнепалеозойский разрез дегалинской и гагарьеостровской свитах. Таким образом, общей тенденцией является увеличение роли континентальных фаций в ходе формирования верхнепалеозойского подъяруса в восточной части Тунгусского бассейна.

В верхних горизонтах пермского разреза появляются дискретные слои с вулканогенным материалом, количество которого локально становится достаточным для выделения прослоев туфогенно-осадочных пород и даже ксенотуфов. Переход к нижнетриасовому вулканогенному СФК как постепенный (через увеличение частоты появления и мощности вулканокластических прослоев в разрезе терригенной толщи), так и резкий, часто с размывом. В качестве репера перехода к тутончанской свите рассматривается появление в разрезе базальтов или витрокластических базальтовых туфов.

Нижнетриасовый структурный подъярус (Т₁) образован мощной вулканогенной толщей, с которой тесно связаны комагматичные базитовые интрузии. По сравнению с расположенными северо-западнее областями максимального развития платобазальтового СВК, для которых характерно существенное

преобладание эффузивных фаций и появление на многих уровнях разреза и отдельных площадях производных пикрит-базальтовой, трахибазальтовой и пикрит-меланефелинитовой формаций, вулканические образования восточного замыкания Среднесибирской вулканической области достаточно однообразны по химическому составу (все они относятся к толеит-базальтовой формации) и отличаются широким развитием эксплозивных фаций, особенно в нижней части разреза. Характерной особенностью является четкая вертикальная делимость вулканогенной толщи, состоящей из последовательного развития (смены вверх по разрезу) туффито-песчаной (тутончанской, мощность – до 150 м), толеит-базальтовой туфво-агломератовой (нижнекорвунчанской, до 260 м), вновь туффито-песчаной (бугариктинской, до 250 м) и толеит-базальтовой лавовой (нидымско-ямбуканской, до 650 м) формаций. Суммарная мощность подъяруса достигает 1000 м.

Комагматичные интрузивные комплексы также достаточно однообразны по химическому составу и относятся к толеит-долеритовой формации, в составе которой по типу дифференциации, морфологии и внутреннему строению интрузивных тел, некоторой специфике химизма и характеру распространения выделяют долеритовую (катангский комплекс), ферродолеритовую (кузьмовский и оленёк-велинггинский комплексы) и тешенит-долеритовую (тычанский комплекс) подформации [36].

Общий структурный план, как и для верхнепалеозойского подъяруса, заключается в пологом погружении стратиграфических границ к оси Центрально-Тунгусской мегавпадины. В соответствии с этим планом верхние (эффузивные) части разреза подъяруса развиты в области максимального прогибания (Северо-Тунгусском прогибе по [139]), т. е. на юго-западе рассматриваемого листа. Эта область окаймлена ареалом развития вулканокластических и вулканогенно-осадочных образований (Южно-Тунгусским амфитеатром), представляющим собой полого наклоненную (со средними градиентами наклона не более 3–4 м/км) к центру Тунгусской синеклизы и в целом достаточно дифференцированную гипсометрически поверхность.

Внутренняя структура нижнетриасового подъяруса определяется чередованием малоамплитудных положительных и отрицательных элементов, отражающих пологоволнистое строение рельефа подошвы (рис. 7). Многие из этих структур наследуют морфоструктуры нижележащего подъяруса, осложненные разноамплитудными дизъюнктивами и долеритовыми интрузиями, которые развиты здесь в меньшей степени, чем в породах верхнепалеозойского подъяруса. В отличие от преимущественно субпластовых интрузий в пределах последнего, в вулканокластических образованиях преобладают неки и дайки неправильной или кольцевой формы, а в эффузивах – редкие линейные, выдержанные по мощности дайки.

Раннетриасовые структуры сформировались в результате последовательного развития вулcano-тектонических процессов (см. гл. «История геологического развития»). Как и в нижележащих структурных ярусах, наблюдается определенное несовпадение палеоструктур и структур, образовавшихся в конце каждого из этапов развития, отвечающих в данном случае тутончанскому, двурогинскому и поторанскому времени. Однако принципиальный структурный план вулканогенной толщи сохранялся на протяжении всего этапа формирова-

ния нижнетриасового СФК. Более детально тектонические структуры верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса рассмотрены в следующей главе.

Верхнемезозойско-нижнекайнозойский структурный ярус (K_2-P_2). Помимо рассмотренных выше плитных структурно-формационных комплексов, слагающих вертикальную последовательность осадочно-вулканогенного чехла Сибирской платформы, в ее пределах развиты также образования верхнего мела и палеогена, которые слагают локальные неглубокие депрессии и рассматриваются в составе Среднесибирской структурно-формационной области [374]. Данный ярус представлен лишь в северо-западной части листа, где выполняет наиболее молодую тектоническую структуру – Муруктинскую впадину, залегающую на размытой поверхности силурийских, каменноугольных и пермских отложений. Ярус представлен верхнемеловой–палеогеновой песчано-алевритоглинистой формацией мощностью не менее 250 м. Для пород характерны обилие растительного детрита и лигнитизированной древесины, а также конкреции сидеритов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Главные тектонические морфоструктуры, наблюдаемые в современном структурном плане, разновозрастны, однако все они являются результатом многостадийной тектонической эволюции, в ходе которой последовательно преобразовывались структуры, возникшие на более ранних этапах. В общих чертах тектоническая зональность соответствует наметившемуся еще в раннем докембрии структурному плану. Выделяются фрагменты надпорядковых структур – рифейско-раннепалеозойской Анабаро-Оленёкской антеклизы и позднепалеозойско-раннемезозойской Тунгусской синеклизы, соответствующих в общих чертах Маганскому (Анабарскому) и Таймуринскому (Тунгусскому) стабильным мегаблокам раннедокембрийского кратона. Зона сочленения этих геоструктур, выделяемая многими исследователями как самостоятельная единица тектонического районирования, в определенной степени соответствует Котуйскому мегаблоку.

Поскольку на всей рассматриваемой территории наблюдается единообразное центриклинальное залегание последовательно налегающих друг на друга структурно-формационных комплексов плитного чехла, локализация границы двух надпорядковых структур является неоднозначной. В качестве границы Тунгусской синеклизы принимают обычно либо полосу выклинивания отложений верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса, образующую дугу, соответствующую границе Анабарского поднятия [36, 39, 56 и др.], либо контур области сплошного распространения нижнетриасовых вулканитов [395, 447], рассматриваемые как границы области устойчивого прогибания в позднем палеозое и раннем триасе. В соответствии с этим возникает необходимость выделения переходной тектонической единицы, именуемой «зоной сочленения Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы» [447], Прианбарской структурной террасой [320], Мойеро-Котуйской ступенью [296] и т. п. Однако развитие Тунгусской синеклизы проявлялось не только в накоплении

осадочных и вулканогенных толщ при компенсированном прогибании, но и в формировании зон дизъюнктивных дислокаций как в ее пределах, так и главным образом в области ее сочленения с прилегающими тектоническими структурами [130, 132, 168, 174], сопровождаемых внедрением многочисленных комагматичных интрузий. Соответственно, северо-восточная граница Тунгусской синеклизы проводится по зоне перегиба опорных поверхностей в пределах осадочного чехла, где средние углы наклона возрастают в 3–4 раза (до $1,6-2,0^\circ$), а локальное залегание пород может существенно меняться вследствие высокой плотности дизъюнктивных дислокаций, объединяемых в Вилюйско-Котуйскую зону разломов [130, 374]. Ширина этой зоны общего северо-западного простирания, фиксируемой в т. ч. и по резкому изменению характера регионального магнитного поля (резко знакопеременного к северо-востоку от нее и значительно более низкоградиентного к юго-западу), составляет 15–25 км, а к юго-востоку увеличивается до 100 км, в силу чего граничная линия между двумя надпорядковыми структурами проводится внутри нее с определенной долей условности. На северо-западе территории листа Q-48 (в бассейне р. Мойеро) ей соответствует Ессей-Мойероканская флексура северо-западного простирания. К востоку от р. Мойерокан она постепенно меняет направление на широтное и проводится по северному краю области интенсивных дислокаций палеозойских пород, связанной с Вилюйско-Котуйской зоной разломов, где закартированы наиболее удаленные выходы верхнепалеозойских терригенных отложений и субвулканических образований нижнетриасового подъяруса. Таким образом, переходная область отнесена к Тунгусской синеклизе как ее прибортовая зона.

Анабаро-Оленёкская антеклиза

Анабаро-Оленёкская антеклиза – одна из крупнейших (надпорядковых) структур Сибирской платформы длительного развития. Она представляет собой обширное пологое поднятие, проявление которого определенно устанавливается начиная с венда, но по ряду данных, с начала рифея [51]. К территории листа Q-48 относится периферическая юго-западная часть Анабарского мегасвода (структуры I порядка). Антеклиза сложена породами венд-нижнепалеозойского и среднепалеозойского структурных ярусов, образующими пологую моноклираль северо-западного простирания с углами падения в среднем $0^\circ 20' - 0^\circ 50'$, незначительно деформированную пликативными дислокациями разного знака (структурными носами и заливами, реже брахианктиклинальными складками). Последние ориентированы обычно осями вкрест общего простирания моноклинали; амплитуды их не превышают 100 м, но обычно составляют 15–20 м. Северо-восточный край листа Q-48 захватывает юго-западную часть Кюэнеелекянского куполовидного поднятия с амплитудой до 100 м, выделяемого по подошве нижнего кембрия [102]. Подошва осадочно-вулканогенного платформенного чехла в целом погружается от гипсометрических отметок порядка –1 км до –4 км; соответственно, возрастает его мощность. В силу моноклиального залегания пород, на дневной поверхности с северо-востока на юго-запад последовательно обнажаются породы все более молодых формаций. Это залегание практически не нарушается разрыв-

ными нарушениями, имеющими преимущественно северо-западное (290–320°), реже северо-восточное простирание. Аналогичная ориентировка секущих базитовых интрузий, главным образом недифференцированных и слабодифференцированных, указывает на время формирования большей части проявленных на поверхности дизъюнктивов. Единственной выраженной блоковой структурой является грабенообразная депрессия размером 3 × 6 км в истоках р. Прав. Моленокан, связанная с разломом северо-восточного простирания и выполненная породами сохолохской свиты, что указывает на амплитуду опускания порядка 120 м. Насыщенность разреза интрузиями существенно меньше, чем в Тунгусской синеклизе. Среди них преобладают секущие тела и линейные дайки выдержанной мощности; пластовые интрузии весьма редки.

Простая моноклиналиная структура юго-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы существенно нарушается в тектонической зоне ее сочленения с Тунгусской синеклизой, где проявлены многочисленные разрывные нарушения и базитовые интрузии. Ширина этой зоны, ограниченной с севера зоной Оленёкского глубинного разлома [312], достигает 60 км в восточной части листа Q-48. В северо-западной его части ограничением Анабаро-Оленёкской антеклизы предполагается Ессей-Мойероканская (Еромохонская по [296]) флексура северо-западного простирания, проявленная в гипсометрии ордовикских отложений и прослеживаемая от низовьев р. Еромохон до устья р. Мойерокан. Ширина флексуры порядка 10–15 км, амплитуда – до 500 м. На поверхности ее западное крыло разбито многочисленными сбросами и интродуцировано дайками и секущими интрузиями базитов. Амплитуда вертикальных перемещений по отдельным сбросам в долине р. Еромохон достигает 100–150 м [447].

Далее на юго-восток от р. Мойерокан строение флексуры затушевывается наложенными триасовыми дизъюнктивными дислокациями, образующими Мойероканское горстообразное поднятие – наиболее крупную (40 × 60 км) структуру II порядка в пределах Анабаро-Оленёкской антеклизы. Оно вытянуто в северо-западном направлении, занимает площадь около 4800 км² и ограничено кольцеобразной системой разломов (Мойероканское мегакольцо) с амплитудой смещения по ним 120–320 м, залеченной дифференцированной интрузией оленёк-велингнинского комплекса. При том, что во внутренней части мегакольца ордовикские отложения сохраняют то же моноклиналиное залегание с незначительными углами наклона, внутреннее строение поднятия весьма сложное, включающее серии концентрически ориентированных кулисообразно расположенных интрузий. В южной части Мойероканский горст осложнен субширотным Хоиктинским поднятием (размером 6 × 10 км). С внешней стороны Мойероканское мегакольцо так же обрамляется серией радиальных и концентрических даек.

Кроме Мойероканского поднятия, в восточной части зоны сочленения Анабаро-Оленёкской антеклизы и Тунгусской синеклизы выделяется ряд положительных и отрицательных структур, начавших свое развитие, вероятно, в раннем или среднем палеозое, но существенно модифицированных глыбово-блоковыми дислокациями в эпоху раннетриасовой активизации. Как правило, это неправильной формы горст-антиклинали того же западо-северо-

западного простирания, как и граничная зона между двумя надпорядковыми структурами. Все они ограничены системами дизъюнктивов, обычно выполненными базитовыми интрузиями. Величины вертикальных смещений существенно варьируют, достигая 200–240 м. По размерам к структурам II порядка относится Нижнетомбинское поднятие (20 × 33 км). Кроме того, могут быть выделены более мелкие (порядка 10–15 км в поперечнике) Непперендинское, Нинимское, Правовелингинское, Бугариктинское, Иректэчинское валообразное поднятия, а также Боурдинская впадина (диаметром 25 км). В западной части последней на поверхности сохранились отложения верхнего силура [404].

Тунгусская синеклиза

Под этим термином большинством исследователей выделяется провинция сплошного развития базальтовых покровов и подстилающих угленосно-терригенных отложений на северо-западе Сибирской платформы, отличающаяся типичными для стабильных регионов (древних платформ) строением земной коры. Начиная с С. В. Обручева (1918 г.), данная надпорядковая структура рассматривается обычно как обширная депрессия, заложенная в среднекаменноугольное время на эродированном субстрате разнородных среднепалеозойских осадочных формаций и на рубеже перми и триаса выполненная в условиях компенсированного прогибания мощной туфолаковой толщей параллельно с внедрением многочисленных комагматических тел интрузивных базитов.

В пределах листа Q-48 попадает северо-восточная часть Тунгусской синеклизы. Основание ее сложено пакетом венд-палеозойских структурно-формационных комплексов, последовательно перекрывающих и наследующих структуры друг друга на всей территории. В отличие от своей южной части (за пределами листа) на рассматриваемой территории Тунгусская синеклиза в региональном плане соответствует в общих чертах структуре подстилающих ярусов, которые формируют Курейскую синеклизу. Границы этих надпорядковых структур здесь в общих чертах совпадают. Образования всех плитных структурных ярусов образуют единую моноклинал с пологим погружением к оси Центрально-Тунгусской впадины. Относительная высота северо-восточного борта синеклизы над ее днищем – 1000–1600 м. Градиенты наклона составляют 3,8–4,2 м/км, что существенно ниже, чем у более крутого западного борта [139], отражая слабоконтрастный характер примыкающего Анабарского поднятия. Абсолютные отметки дна синеклизы на территории листа Q-48 не опускаются ниже –1100 м.

В строении Тунгусской синеклизы участвуют два структурно-формационных комплекса верхнепалеозойско-нижнетриасового структурного яруса, отвечающие соответствующим подъярусам: верхнепалеозойский угленосный терригенный и залегающий на нем нижнетриасовый вулканогенный. Однако в прибортовой северо-восточной части синеклизы на поверхность выходят среднепалеозойские (локально даже ордовикские) формации основания. Возможно, в значительной степени это объясняется денудацией верхнепалеозойских (а возможно, и нижнетриасовых) пород на склоне Анабарского поднятия в послетриасовую эпоху, поскольку останцы каменноугольных и нижнеперм-

ских отложений местами сохранились на Оленёк-Вилюйском водоразделе на гипсометрических отметках выше +600 м; кроме того, они развиты в основании наложенной мел-палеогеновой Муруктинской впадины в 60 км севернее линии выклинивания верхнепалеозойских формаций [447].

Структурно-тектонический план Тунгусской синеклизы определяется нижнетриасовым этапом ее развития. Ввиду генеральной моноклиальной структуры северо-восточной части синеклизы, ее тектоническое районирование базируется на выделении последовательных по падению концентрических зон, отличающихся характером рельефа основания, развитием и внутренним строением определенных формаций верхнепалеозойско-нижнетриасового структурного яруса. В центральной части синеклизы в ранге структуры I порядка выделяется Центрально-Тунгусская (Туринская) мегавпадина – область сплошного развития мощного вулканогенного СФК с преобладанием эффузивных фаций в верхней его части. Она представлена на территории листа своим восточным замыканием и вместе с обрамляющими структурными террасами составляет собственно Среднесибирскую вулканическую область. По периферии последней могут быть выделены:

- северо-восточный склон синеклизы – область развития верхнепалеозойского СФК, характеризующаяся устойчивым погружением границ и слабой тектонической дифференциацией;

- северо-восточный борт синеклизы, характеризующийся невыдержанностью различных границ раздела в породах основания вследствие дизъюнктивных дислокаций различной амплитуды и насыщенный дифференцированными интрузиями различной морфологии и размера.

К северо-восточному борту Тунгусской синеклизы относится полоса перегиба в залегании осадочных толщ, в пределах которых усредненные углы падения возрастают в 3–4 раза (до 1,2–2,0°, а в пределах Ессей-Мойероканской флексуры – до 5° в районе устья р. Мойерокан) и широко проявлены пликативные, но главным образом дизъюнктивные дислокации, выраженные в формировании низкоамплитудных горсто- и грабенообразных структур. Амплитуда погружения опорных поверхностей составляет 350–600 м. Гипсометрическое положение подошвы ордовикских отложений изменяется от 0 до –600 м. Ширина этой зоны, внутренняя граница которой в целом совпадает с Еромохонским глубинным разломом, составляет обычно 15–25 км. В ее пределах на поверхность выходят формации основания синеклизы (силурийско-девонского структурного яруса), моноклиальная структура которых осложнена многочисленными пликативными и дизъюнктивными структурами, крупными зонами разрывных нарушений и обильно интродуцированными телами траппов разнообразной формы и состава. Хотя образования верхнепалеозойско-нижнемезозойского яруса сохранились лишь локально, именно эта эпоха развития сыграла преобладающую роль в формировании тектонических структур нижележащих ярусов, в т. ч. и развивавшихся унаследованно.

Уровень дислоцированности пород и насыщенности разреза базитовыми интрузиями растет в пределах рассматриваемой зоны с северо-запада на юго-восток. Вдоль Ессей-Мойероканской флексуры выделяются, как правило, лишь конформные разломы сбросовой кинематики с относительно незначительными смещениями. Из проявленных локальных структур можно отме-

тить лишь Бираяканское поднятие [296], расположенное к западу от Мойероканского поднятия. Амплитуда его достигает 150 м, размеры – до 10 км в поперечнике; в своде его выходит кочаканская свита.

Далее к юго-востоку плотность дизъюнктивов существенно возрастает. В зоне сочленения с южной частью Мойероканского поднятия расположены вытянутые в субширотном направлении Велингнинская грабен-синклиналь (10×30 км размером) и асимметричное Правомойероканское куполовидное поднятие (до 40 км в поперечнике) [447], отличающиеся относительно высокими амплитудами вертикальных движений и тектоническими ограничениями. Вертикальные составляющие смещений по сбросам достигают 400 м (на контакте двух названных структур). В результате в ядре Велингнинской впадины выступают породы сидинской и яральинской свит, на крыльях – отложения нижнего силура. Амплитуда расположенного южнее Правомойероканского поднятия, свод которого сложен отложениями мойероканской свиты, достигает 600 м. Южное крыло осложнено мощным субширотным сбросом с амплитудой до 200 м, залеченным дайкой долеритов и совпадающим с зоной глубинного Гэрбичинского разлома фундамента. Суммарное погружение платформенного чехла в этом сегменте прибортовой зоны синеклизы достигает 560 м (по подошве мойероканской свиты).

Система сбросов, разделяющая Велингнинскую и Правомойероканскую структуры, сопровождается сложным ансамблем секущих и субпластовых тел оленёк-велингнинского комплекса, в т. ч. несущей сульфидное медно-никелевое оруденение интрузией Велингна.

В юго-восточном сегменте строение прибортовой зоны Тунгусской синеклизы наиболее сложное. Ее западная граница проведена с долей условности по линии р. Ниж. Вилюйкан, восточнее которой каменноугольные отложения залегают на различных горизонтах среднепалеозойского структурного яруса. В целом эта зона соответствует здесь полосе Вилюйско-Котуйской системы разломов, насыщенной разнообразными по морфологии и размерам интрузивными телами катангского и оленёк-велингнинского комплексов, шириной до 50 км. Юго-западная граница отвечает примерно зоне Вилюйканского глубинного разлома. Кроме того, проявлены, хотя и в существенно меньшей степени, дизъюнктивы северо-восточного простирания, формирующие Вилюйкано-Кюзнеликянскую зону разломов. Благодаря интенсивной дизъюнктивной тектонике территория состоит из чередования поднятых и опущенных микроблоков преимущественно северо-западной ориентировки. В первых выходят на поверхность нижнесилурийские формации, во вторых – верхнепалеозойские и даже нижнетриасовые. На всей территории интенсивно проявлены зоны дробления, вертикальные смещения по сбросам (также преимущественно северо-западного направления) и интрузивный магматизм, что приводит к локальному появлению относительно крутого (до 15°) залегания пород. Местами (преимущественно в западной ветви Вилюйско-Котуйской зоны) формируется сеть мелких блоков (первые километры в поперечнике), сложенных различными формациями, в т. ч. терригенными породами боруллойской свиты, что указывает на прежнее более широкое распространение среднепермских пород, позднее уничтоженных эрозией. Локально по тектоническим контактам лландоверийские отложения приведены в соприкосновение даже с наиболее верх-

ними формациями вулканогенного комплекса. Присутствие мелких блоков нижнетриасовых вулканитов указывает на амплитуды опускания до 750 м [404], хотя обычно они не превышают 100–200 м. «Клавишная» тектоническая структура четко фиксируется по субширотным буровым профилям, пройденным в пределах Могдинско-Моркокинской впадины, где на одном гипсометрическом уровне на расстоянии в первые километры могут вскрываться породы ботубинской, юктинской и томбинской свит [380].

Среди структур II порядка могут быть названы Верхнекуондинская и Могдинско-Моркокинская впадины, а также Нинимское и Хэннеке-Виллойканское поднятия [404]. Впадины (в юго-восточном направлении они выходят за рамку листа Q-48) имеют размеры до 25 × 50 км, сложены пермскими терригенными отложениями, интродуцированными траппами (составляющими более 50 % разреза), и осложнены многочисленными дизъюнктивами и пликативными структурами высокого порядка, в отличие от разделяющего их Нинимского поднятия (20 × 55 км), которое менее интенсивно затронуто разрывной тектоникой и магматизмом. Напротив, сопряженное с западным бортом Могдинско-Моркокинской впадины Хэннеке-Виллойканское поднятие (ему соответствует верхняя часть долины р. Лев. Ниж. Виллойкан), протягивающееся параллельно вышеупомянутым структурам на более чем 100 км при ширине до 35 км и амплитуде в 150–300 м, отличается максимальной деформированностью. Наиболее интенсивные дислокации (преимущественно сбросового характера) характеризуют его юго-западный склон, по которому условно проведена граница прибортовой части синеклизы.

К западу от перечисленных выше пликативных структур выделяется Верхневиллойкано-Велинггинская впадина, заложение которой относится, скорее всего, к нижнему палеозою. Осевая часть ее сложена верхнесилурийскими формациями. Амплитуда ее (по подошве среднего ордовика) не превышает 100 м; разрывная тектоника проявлена в существенно меньшей степени, чем в сопряженном Хэннеке-Виллойканском поднятии.

К северо-западному замыканию последнего приурочена субизометричная Верхнетомбинская вулcano-тектоническая структура 25 км в диаметре, сложенная ансамблем мелких блоков венлокских пород, разделенных сеткой выполненных долеритами разломов. На поверхности структура выражена максимальным развитием полукольцевых дифференцированных интрузий, выходящих по всему ее контуру, и приурочена к зоне пересечения разрывов Виллойканской и Ниручангдинской систем.

Северо-восточный склон Тунгусской синеклизы отличается от ее прибортовой зоны меньшими амплитудами разрывных нарушений, более пологим залеганием опорных стратиграфических поверхностей, интенсивным развитием слабодифференцированных интрузий преимущественно субпластового характера. Он сложен верхнепалеозойским структурным подъярусом, который на северо-западе денудирован, так что там на поверхности выступают девонские и силурийские породы основания синеклизы.

Амплитуда погружения осадочных толщ составляет порядка 400 м, усредненный угол падения (по подошве верхнепалеозойского подъяруса) – порядка 0°30'. Локально залегание пород становится горизонтальным (напри-

мер, в пределах так называемой Мугамгу-Далкитской структурной террасы протяженностью 85 км и шириной 12–30 км) [237].

Северо-западная часть рассматриваемой зоны характеризуется относительно простым строением. Выделяемые пликативные структуры II порядка начали свое формирование в начале палеозоя, однако в период раннетриасовой активизации осложнены многочисленными сбросами и мелкими интрузиями. Практически все они характеризуются северо-западной (вплоть до северной) ориентировкой и пологим падением крыльев. Наиболее выражены Сидинский структурный залив (бассейн рек Сиды и Хуниляттах) и Тардэхская брахиантиклиналь (на левобережье р. Янгада), отличающиеся относительно высокими (до 300 м) амплитудами вертикальных движений и, соответственно, крупными размерами (35–50 км в длину). На северном крыле Тардэхского поднятия по сейсмическим данным выделена рифовая постройка [237, 468]. Выделяемые в центральной части зоны структуры незначительны по амплитуде (до 100 м) и размерам (до 10–15 км). Такими являются Делингдэконское и Мугамгинское поднятия, Эрэктэ-Мойеринский вал, Аптидэнская, Мукдэкенская и Усть-Дюкарская котловины и т. п. [237, 296, 447]. Перечисленные котловины осложнены различно ориентированными малоамплитудными (до 60 м) разрывными нарушениями и характеризуются приуроченностью к ним относительно крупных секущих и пластовых трапповых тел, что свидетельствует об их образовании, скорее всего, в раннем триасе.

В юго-восточном направлении строение склона синеклизы усложняется. Здесь выделяется цепь крупных (до 50 км в поперечнике), но низкоамплитудных (до 130–150 м) грабенообразных вулcano-тектонических депрессий неправильной формы – Верхневилуикано-Мойероканской, Средневилуиканской и Нижневилуиканской, ограниченных разноориентированными разломами с амплитудами обычно до 30–40 м, но местами до 200 м. Депрессии выполнены пирокластическими породами корвунчанской серии и пермскими терригенными отложениями, интродуцированными густой сетью мелких секущих тел долеритов с мощными зонами экзо- и эндоконтактовых изменений (роговиков, микродолеритов). Эти дайки представляют собой, вероятно, апофизы пластообразных интрузивных тел, залегающих под дном депрессий [107, 446]. Вулканические депрессии разделены куполовидными поднятиями (Вавуканским, Сулаки-Хоиктинским, Средневилуиканским, Верхневилуиканским), ядра которых сложены верхнекаменноугольно-нижнепермскими отложениями.

К северу от цепи вулканических депрессий выделяется Средневилуиканское блоковое поднятие размером 50 × 30 км, также сложенное каменноугольными и нижнепермскими отложениями, однако оно наследует положительную структуру нижележащего яруса, выраженную на уровне подошвы силура [56]. Оно разбито на микроблоки размером от сотен метров до 4–6 км, причем выделяются даже блоки, сложенные лландоверийскими породами, что указывает на амплитуду вертикального перемещения не менее 400 м. Близ тектонических контактов элементы залегания пород резко меняются, углы падения границ могут достигать 80° [404].

Залегание пород в восточном сегменте склона Тунгусской синеклизы весьма пологое, углы погружения подошвы перми составляют в среднем 0°20'–

0°35'. Более того, выделяется зона горизонтального залегания шириной 20–25 км, протягивающаяся от левобережья р. Виллой (у рамки листа) к р. До-виндокакан («Виллойская перемычка»).

Плотность разрывных нарушений на склоне синеклизы так же высока, как и в прибортовой зоне при аналогичном доминировании их северо-западных ориентировок. Однако субмеридиональное и северо-восточное простирание разломов локально также значимы, особенно в юго-восточной части зоны. Наиболее проявлена дизъюнктивная зона, совпадающая с Комеско-Сурингдинским региональным разломом фундамента в западной части листа [447]. К этой зоне приурочена, в частности, небольшая (25 км в поперечнике) Лавиктангдинская вулкано-тектоническая структура (ВТС), расположенная в 25 км севернее поля сплошного распространения вулканогенного СФК. Ближе к последнему выделяются еще три ВТС: Дагинкитская, Хорольдекитская и Хоктомская. Все они представляют относительно неглубокие тектонические депрессии, выполненные центриклинально залегающими туфогенными образованиями учамской свиты.

Внутренняя граница северо-восточного склона Тунгусской синеклизы соответствует в целом контуру области сплошного распространения вулканогенного СФК к юго-западу. Эта граница подчеркивается рядом флексур, протягивающихся на расстояние до 60 км: субширотной Воеволи-Мойеринской (на западе листа), Виллойской северо-западного простирания (на правобережье р. Виллой восточнее оз. Сурингда) и субмеридиональной Вавуканской (между реками Лев. и Мал. Вавукан у восточной рамки листа) [446, 447]. Углы погружения подошвы нижнего триаса в этих зонах перегиба составляют 1,6–2,0°.

Внутренняя область Тунгусской синеклизы (Среднесибирская вулканическая область) соответствует ареалу сплошного распространения нижнетриасового вулканогенного СФК. Нередко именно эту область и понимают под собственно Тунгусской синеклизой (например, [446, 447]). В общем виде она состоит из ориентированного в северо-западном направлении гигантского Северо-Тунгусского мегапрогиба, выполненного преимущественно лавами базальтов, и обрамляющей дугообразной мегазоны пирокластических и туфогенно-осадочных пород основного состава (Южно-Тунгусский амфитеатр) [139]. Южная часть Северо-Тунгусского мегапрогиба включает Центрально-Тунгусскую [36, 125] (иначе Туринскую [139]) мегавпадину, восточное замыкание которой приходится на территорию листа Q-48. В туфогенном СФК ее обрамления выделяются весьма пологие юго-восточный и северо-восточный склоны, которые различаются по внутренней структуре и рассматриваются, соответственно, как Ейкинская и Воеволихан-Сурингдинская структурные террасы.

Ейкинская структурная терраса расположена в юго-восточной части листа Q-48. Она представляет собой ступень юго-восточного склона Тунгусской синеклизы, осложненной положительной структурой I порядка – Илимпейским поднятием [139], находящимся за южной рамкой листа Q-48. Сложена толщей туфогенных и туфогенно-осадочных пород нижней части вулканогенного СФК (тутончанской, учамской и бугариктинской свит) мощностью до 500 м. Однако весьма распространены тектонические и эрозионные «окна» верхнепермских пород (дегалинской и боруллойской свит), фиксирующие сво-

довые части локальных поднятий. В единичных случаях в этих окнах появляются даже блоки каменноугольных и силурийских отложений. Это подтверждает высокую интенсивность разрывной тектоники на рассматриваемой площади. Широко развиты и базитовые интрузии, приуроченные преимущественно к зонам северо-восточного и северо-западного простираний.

Для данной структурной единицы характерен пологоволнистый рельеф как подошвы вулканогенной толщи, так и опорных внутренних поверхностей, хотя и имеет место весьма пологое (3 м/км , или $0^\circ 12'$) общее погружение вулканогенной толщи на запад, суммарная амплитуда которого не превышает 400 м (гипсометрические отметки подошвы корвунчанской серии варьируют от $+500$ до $+100 \text{ м}$). Соответственно, структурный план представляет собой мозаичное чередование пологих положительных и отрицательных структур, захватывающих обычно всю вулканогенную толщу и отвечающих локальным вулканоструктурам различного порядка (рис. 9).

По подошве учамской свиты выделяются три структуры II порядка: Ейско-Юнэкенская депрессия размером $40 \times 80 \text{ км}$ (с амплитудой прогибания $170\text{--}180 \text{ м}$), Вавинский свод и сопряженная с ним с востока Вавукан-Умотканская впадина (с востока), осложненные более мелкими куполовидными поднятиями. Вавинский свод вытянут на 120 км на северо-северо-восток при ширине до 50 км , амплитуда его до 200 м . Вершина свода (так называемый Усть-Вавинский купол) сложена породами дегалинской и тутончанской свит; из других осложняющих структур III порядка наибольшим размахом отличаются Нэлгэчинское, Верхнеправовавуканское и Битимэктинское куполовидные поднятия размером $10\text{--}20 \text{ км}$ в поперечнике, в ядрах которых также выходят песчаники дегалинской свиты. С запада к Вавинскому своду примыкает слабовыраженная (амплитуда до 100 м) узкая Верхнетурунско-Сенгачандинская впадина шириной от 11 км на юге до 35 км на севере и длиной до 60 км , выполненная породами бугариктинской свиты.

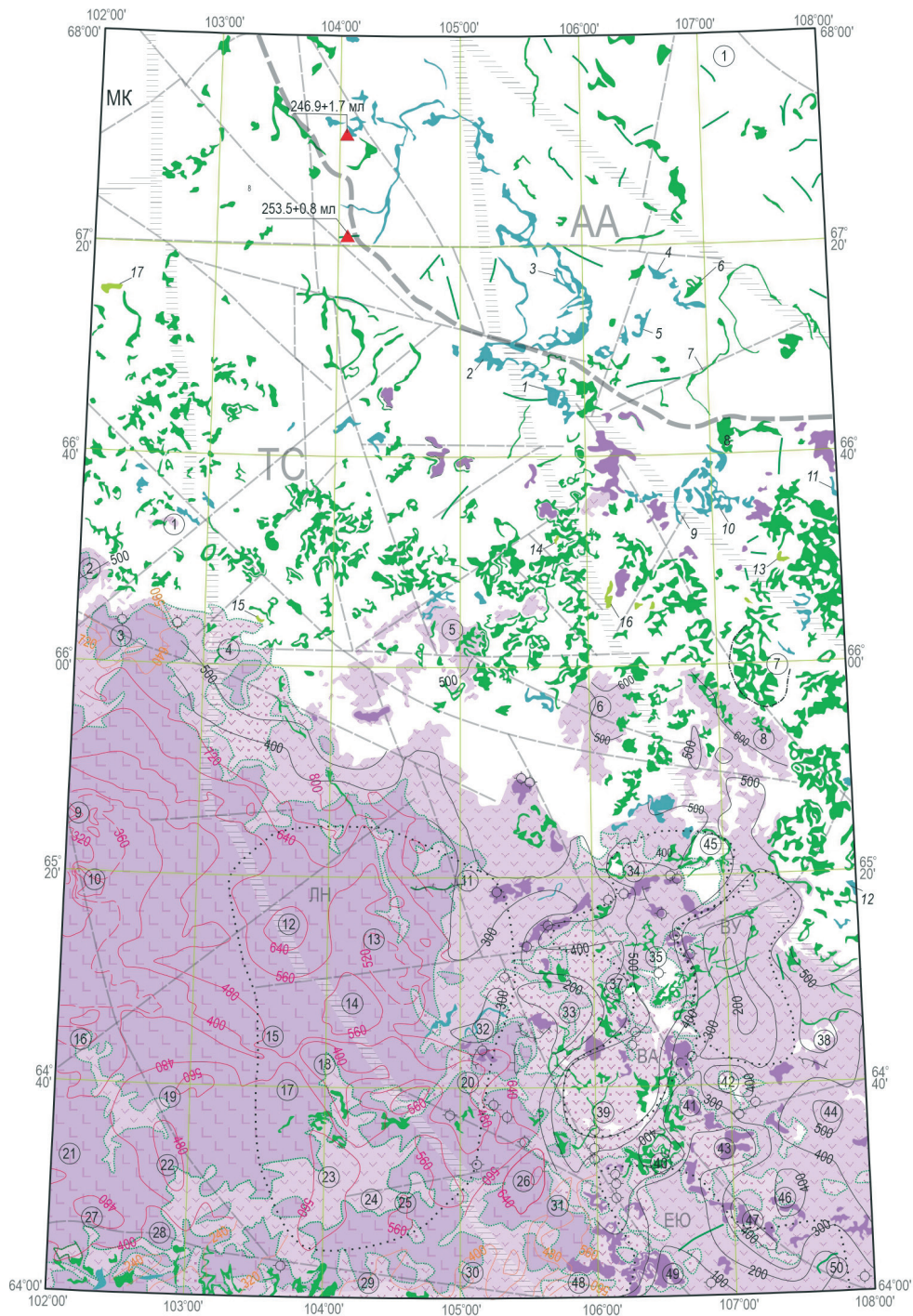
Меридиональная неглубокая (углы наклона крыльев не превышают первых десятков минут) Вавукан-Умотканская впадина, выполненная толщей туфогенных пород учамской свиты, примыкает с востока к Вавинскому своду; на северо-востоке ее границей выступает Вавуканская флексура. Длина впадины около 100 км , максимальная ширина – 60 км , амплитуда прогибания – $160\text{--}180 \text{ м}$. Среди структур более высоких порядков выделяются Майьктинское, Улахан-Вавинское, Хаймское куполовидные поднятия и Нерундаканский вал (длиной более 50 км при ширине $6\text{--}8 \text{ км}$). Их амплитуды варьируют от 60 до 120 м . В сводовых частях поднятий выходят либо дегалинские, либо тутончанские отложения. Максимальные углы наклона слоев на их крыльях – не более $3\text{--}4^\circ$. Наиболее примечательно Майьктинское горстовое поднятие, свод которого сложен тектоническими блоками каменноугольных и даже лландоверийских пород, что предполагает величину вертикального перемещения не менее 500 м для этого небольшого ($12 \times 18 \text{ км}$) поднятия. Поднятия разделены пологими мульдами (Сенгачангдская, Соххоронго и др.), амплитуды которых не превышают $50\text{--}60 \text{ м}$. Среди отрицательных структур выделяется Юнэкенская ($25 \times 30 \text{ км}$) и Хоромняканская ($15 \times 40 \text{ км}$) котловины у южной рамки листа Q-48.

Воеволихан-Сурингдинская структурная терраса – относительно узкая (до 60 км шириной) полоса развития туфогенных образований основания вул-







каногенного СФК, обрамляющая Центрально-Тунгусскую мегавпадину с севера. С севера она ограничена Воеволихан-Мойеронской флексурой амплитудой 80–120 м, в пределах которой углы наклона подошвы как котуйской свиты, так и вулканогенной толщи составляют 1° – $1^{\circ}30'$. Протяженность флексуры – 130 км, она обрезана сбросами Комеско-Сурингдинской системы разломов. К флекуре приурочены многочисленные трапповые интрузии, вулканические аппараты, метасоматически измененные породы (в т. ч. с магнетит-апатит-урановой минерализацией). Строение собственно Воеволихан-Сурингдинской террасы отличается от юго-восточного склона Тунгусской синеклизы простым полого-моноклинальным строением (рис. 9). Углы наклона составляют $0^{\circ}15'$ – $0^{\circ}20'$. Выделяются неглубокие и узкие структурные заливы и несколько большие по размерам в плане и амплитудам структурные носы. Последние – преимущественно меридионального простирания и ассоциируют с аналогично ориентированными разрывными нарушениями. Наиболее выраженной структурой является выполненная лавовыми покровами нидымской свиты Нюкчорокская вулcano-тектоническая депрессия размером 30×40 км и амплитудой до 200 м, представляющая собой ансамбль более мелких вулcano-тектонических структур, возникших в результате деятельности многочисленных вулканических аппаратов.

Центрально-Тунгусская мегавпадина отвечает зоне наибольшего прогибания в центральной части Тунгусской синеклизы. Ей в целом соответствует область сплошного распространения верхней (толеит-базальтовой) серии вулканогенной толщи. Она характеризуется центриклинальным погружением пород от отметок +200...+300 м к оси впадины под углами $1,1$ – $1,2^{\circ}$ на северном борту и не более $0,4^{\circ}$ – на южном, с переходом к плоскому днищу, где подошва вулканогенного СФК залегает на отметках до –600 м, а его мощность превышает 1000 м (рис. 9). Амплитуда погружения составляет, таким образом, 900–1000 м. Осевой части впадины на поверхности соответствует левобережье р. Корвунчана.

Внутренняя структура Центрально-Тунгусской впадины устанавливается по гипсометрии агитканского маркирующего горизонта, а также подошвы нидымской свиты [28, 118, 335, 411]. По сравнению с Ейкинской структурной террасой она существенно менее сложная. Характерной чертой является ареальный характер вулканизма и редкость реликтов крупных вулканических построек, аналогичных наблюдаемым в поле развития вулканокластических образований в восточной части листа. Если в последней доминирующими пликативными структурами являются куполовидные поднятия, то на описываемой территории – незамкнутые структуры типа структурных мысов и заливов. Выделяемые по тому или иному опорному горизонту локальные поднятия и впадины характеризуются амплитудами не более 80–120 м и пологими крыльями (углы наклона менее 1°). Более контрастные структуры единичны, например, небольшой (8 км в поперечнике) осложненный сбросовыми дислокациями (со смещением до 20 м) Нижнениюкчорокский купол в долине р. Корвунчана на западной рамке листа в районе устья р. Нюкчорок. Амплитуда его достигает (по подошве нидымской свиты) 170 м, углы падения восточного крыла – 5 – 6° .



МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

-  Толейт-базальтовая: покровная (а) и субвулканическая (б) фации
-  Толейт-базальтовая пирокластическая (туфво-агломератовая)
-  Туффито-песчаная
- Толейт-долеритовая:
 -  долеритовая субформация
 -  ферродолеритовая субформация
 -  тешенит-долеритовая субформация

Наиболее изученные дифференцированные интрузии: 1 – Велигна, 2 – Мойерокан I, 3 – Хукочар, 4 – Ирэкэчи, 5 – Северная, 6 – Усть-Томбинская, 7 – Правогугдинская, 8 – Чопкокта, 9 – Верхнетомбинская, 10 – Нинима, 11 – Нижнетомбинская, 12 – Вавуканская, 13 – Прирусловая, 14 – Догне, 15 – Ихэлэнгда, 16 – Средневилюйканская, 17 – Дяванкит



Изогипсы опорных стратиграфических горизонтов вулканогенной толщи



Подощва корвунчанской серии (сечение 100 м)



Подощва нидымской свиты (сечение 80 м)



Подощва кочечумской свиты (сечение 80 м)



Границы структур II порядка вулканогенной толщи: ЛН – Ленковский свод, ВА – Вавинский свод, ВУ – Вавукан-Умотканская депрессия, ЕЮ – Ейско-Юнэкенская депрессия

Локальные вулcano-тектонические и вулканические структуры: Отрицательные: 1 – Лавиктангдинская, 2 – Хоктомская, 3 – Нюкчорокская, 4 – Хойровская, 5 – Верхневилюйканская, 6 – Средневилюйканская, 7 – Верхнетомбинская, 8 – Довиндокаканская, 13 – Муркисе-Тэлтаулская, 18 – Усть-Ленковская, 20 – Пирдинская, 21 – Туруканская, 22 – Верхне-Солокитская, 24 – Докедовская, 27 – Делмэкильская, 28 – Нижнекочечумская, 29 – Верхне-Канандинская, 30 – Игэдокитская, 31 – Хоромняканская (мульда), 33 – Верхнетуруинско-Сенгачангская, 41 – Сенгачангдинская (мульда), 43 – Соххоронго, 49 – Юнэкенская, 50 – Хоимканская. Положительные: 9 – Усть-Нюкчорокская, 10 – Камдарская, 11 – Угдакано-Супиреченская, 12 – Турунская, 14 – Усть-Тэлтаулская, 15 – Мотынгинская, 16 – Верхне-Туруканская, 17 – Нэлгэкильская, 19 – Солокит-Молодякитская, 23 – Верхне-Ленковская, 25 – Верхнехорооркинская, 26 – Хоромняканская (купол), 32 – Верхне-Хойкитинская (вал), 34 – Верхнеправовавуканская, 35 – Усть-Вавинская, 37 – Эжочангдинская, 38 – Майыктинская, 39 – Битимэктинская, 40 – Сенгачангдинская (купол), 42 – Улахан-Вавинская, 44 – Хаймская, 45 – Нэлгэчинская, 46 – Усть-Хаймская, 47 – Нирундаканская (вал), 48 – Усть-Пирдинская



Вулканические аппараты: а – центрального типа, б – трещинного типа



Граница между надпорядками тектоническими структурами: АА – Анабаро-Оленёкская антеклизы, ТС – Тунгусская синеклизы



Транскоровые глубинные разломы



Региональные глубинные разломы



Места отбора проб магматических пород на изотопный возраст

0 25 50 75 км

Рис. 9. Схема распространения магматических формаций и структуры вулканогенной толщи.

Большая часть локальных поднятий отвечает центрам вулканических извержений и характеризуется проявлением магмоподводящих каналов. Отрицательные структуры отражают области накопления вулканических продуктов и связаны, вероятно, с проседаниями над магматическими очагами. Обращает на себя внимание частое несовпадение структурных планов опорных горизонтов. Это свидетельствует о том, что неодновременные излияния, происходившие из многих вулканических центров, накладывались друг на друга.

К структурам II порядка относится лишь выделяемый в нижней части вулканогенной толщи (по подошве учамской свиты) Ленковский свод [446], вытянутый в юго-юго-западном направлении на 130–140 км при ширине до 90 км. Амплитуда поднятия невысока и по подошве учамской свиты оценивается величинами порядка 100 м. Центральная часть свода осложнена относительно крупными (до 20×40 км размером) депрессиями – Муркисэ-Тэлтаулской и Усть-Ленковской, а по периферии выделяются поднятия амплитудой до 80 м, связанные с корневыми зонами вулканических аппаратов трещинного типа. Наиболее крупными из них являются Верхнехоиктинский вал (размером 37×8 км) северо-восточного простирания (на юго-восточном крыле Ленковского свода), Угдакано-Супиреченское поднятие неправильной формы и площадью 800 км^2 на северо-восточном крыле и Верхнеленковское (55 км в диаметре) на его южном замыкании. В гипсометрии маркирующих горизонтов эффузивной серии вулканогенного СФК Ленковский свод практически не проявлен. В рельефе этих опорных поверхностей наблюдается чередование разноориентированных положительных и отрицательных структур III–IV порядков, амплитуда которых не превышает 100 м.

Западнее Ленковского свода к наиболее крупным структурам III порядка относятся Верхнеканандинская (40 км в поперечнике), Туруканская (до 80 км в длину) и Нижнекочечумская (27×35 км) котловины, а также Верхне-Туруканское (60×45 км) поднятие и Турунский выступ (70×40 км) [411]. Две последние структуры являются сквозными, прослеживаемыми по всем опорным горизонтам вулканогенной толщи.

При среднемасштабном картировании в пределах Тунгусской синеклизы было выделено значительное количество вулканических аппаратов как трещинного, так и центрального типа. Подавляющее большинство их расположено на площадях развития вулканокластических пород. Центры извержений приурочены к локальным поднятиям и фиксируются сериями даек и секущих штокообразных тел долеритов, интерпретируемых как подводящие каналы. Кроме того, критериями идентификации палеовулканов служат: изменение субгоризонтального залегания лавовых покровов на наклонное с углами до $10\text{--}15^\circ$; редукция маркирующих покровов вплоть до их полного выклинивания; появление в эффузивных разрезах быстро выклинивающихся горизонтов туфов и базальтов различной структуры; широкое развитие метасоматических изменений.

Муруктинская впадина

Муруктинская впадина является наиболее молодой тектонической структурой рассматриваемой территории, наложенной на структуры Тунгусской

синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы. Контуры ее четко прослеживаются по локальному гравитационному минимуму амплитудой до 10 мГал [447]. Впадина имеет субизометричную форму до 50 км в диаметре, однако на территорию листа Q-48 попадает лишь ее восточная часть. Границы впадины интерпретируются как тектонические [296, 447], а глубина, по данным ВЭЗ и МТЗ, превышает 300 м [301]. Она выполнена песчано-алеврито-глинистыми осадками верхнемелово-палеогенового структурного яруса, мощность которых, по результатам интерпретации магнитной съемки и ВЭЗ, достигает на рассматриваемой площади 200–250 м. Верхняя часть выполнения впадины включает четвертичные отложения мощностью до 40 м. По данным бурения на прилегающей с запада площади [447], в основании впадины развиты отложения силура, карбона и перми, интродуцированные раннетриасовыми интрузиями долеритов и подвергшиеся химическому выветриванию с образованием латеритной коры.

Впадина возникла, очевидно, в раннем мелу как грабенообразная депрессия в зоне пересечения разломов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений, однако отрицательная структура в этом районе прослеживается по всем опорным сейсмическим горизонтам начиная с кровли венда.

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Дизьюнктивная тектоника проявлена на территории листа Q-48 неравномерно. Наибольшая плотность разрывных нарушений приходится на область сочленения надпорядковых тектонических структур унаследованного развития – Анабарской и Тунгусской, представляющую собой долгоживущую трансоровую зону дислокаций, наименьшая – на внутреннюю область Тунгусской синеклизы.

По времени заложения разрывов можно выделить четыре геохрона.

1. Дорифейские зоны глубинных разломов – следы региональных мобильных структур, первоначально окружавшие литоплинтовые ядра кратона и определяющие блоковую структуру фундамента. Эти зоны испытывали неоднократную активизацию в протерозое и фанерозое.

2. Рифейские разломы, сформировавшиеся при заложении и эволюции внутриплатформенных прогибов.

3. Позднепалеозойские–раннемезозойские разломы, образовавшиеся в связи с напряжениями, имевшими место при заложении и развитии Тунгусской синеклизы.

4. Наиболее молодые нарушения, связанные с воздыманием Путоранского и Анабарского новейших сводовых поднятий и выраженные зонами повышенной трещиноватости (начальная стадия формирования разломов).

Большая часть дизьюнктивных структур каждого последующего этапа развивалась унаследованно, так что наиболее проявленным зонам разрывных дислокаций третьего этапа соответствуют, как правило, глубинные разломы кристаллического фундамента.

По совокупности параметров (времени заложения, продолжительности активной деятельности, размерам, положению в геопространстве) можно выделить четыре иерархические группы дизъюнктивных структур.

К первой группе относится наиболее крупная и долгоживущая дизъюнктивная структура всей Сибирской платформы – Байкало-Таймырский [204] (Саяно-Анабарский [74]) глубинный разлом. Он выделен по геофизическим данным и представляет собой мощную (шириной 50–100 км) меридиональную, а в южной части листа – с некоторым отклонением на юго-восток зону раздвига, соответствующую в целом Котуйскому блоку фундамента, разделявшему в раннем докембрии Ангаро-Тунгусский и Алдано-Анабарский геоблоки [46, 236, 247]. Площадь этой структуры охватывает до 50 % территории листа. С запада она ограничена Маймеча-Котуйским, с востока – Мойероканским глубинными разломами; в осевой части выделяют также конформный Мойеринский глубинный разлом [447]. Еще одна мощная зона высокоградиентного магнитного поля юго-юго-восточной ориентировки выделяется в юго-восточной части листа. Она рассматривается как опережающая главный разрыв Вилюйкано-Чонская дизъюнктивная зона [446]. Считается, что Байкало-Таймырская зона, сформировавшаяся в раннем протерозое, в дальнейшем контролировала формирование рифейских внутриплатформенных прогибов и основной–ультраосновной магматизм, который приурочен к узлам пересечения зоны региональными разломами (Еромохонским, Оленёкским и др.) [312].

Ко второй группе относятся глубинные разломы, представляющие собой мобильные зоны сочленения коровых блоков и протягивающиеся на сотни километров при ширине в первые десятки километров [74, 78, 152, 251, 331, 453 и др.]. Они выделяются по комплексу геофизических методов (магнито- и гравиразведка, МТЗ, ГСЗ), но в верхних горизонтах чехла часто отражены зонами высокой плотности разрывных нарушений. Эти дизъюнктивы, сформированные, скорее всего, в протерозое, но претерпевшие активизацию в определенных эпохи фанерозоя, главным образом в раннем триасе, захватывают всю мощность осадочного чехла и кристаллический фундамент. В последнем они выступают как границы блоков, с которыми связаны зоны катаклаза, милонитизации, региональной гранитизации и диафтореза. Вместе с тем они определяют в значительной степени и тектонические структуры платформенного чехла. Глубинные разломы формируют три системы:

– Анабаро-Олёкминскую северо-западного простирания, наиболее западная ветвь которой (Восточно-Моркокинский разлом) затрагивает лишь крайнюю северо-восточную часть листа;

– Вилюйско-Кюэзелекянскую (Могдинский и Ейкский разломы) северо-восточного простирания шириной до 100 км; она пересекает склон Анабаро-Оленёкской антеклизы у восточной рамки листа;

– Вилюйско-Котуйскую северо-западного простирания, ограничивающую с северо-востока Тунгусскую синеклизу [130].

Кроме того, на крайнюю северо-западную часть листа Q-48 попадает восточное окончание широтной Курейско-Котуйской системы разломов.

К третьей группе относятся региональные разломы – проявленные в нижней части платформенного чехла и кристаллическом фундаменте линейные

зоны разрывных дислокаций шириной до 10–15 км. От глубинных разломов они отличаются меньшими протяженностью и ареалом воздействия. Они также выделяются только по геофизическим данным как линейные протяженные (десятки и даже первые сотни километров) зоны высоких градиентов потенциальных полей [312, 315, 461]. На поверхности в осадочных и вулканогенных образованиях они не выражаются, однако нередко эти зоны контролируют расположение речных долин, что может свидетельствовать об их активности вплоть до новейшего времени. Кроме того, большая часть разломов фундамента в осадочном чехле, независимо от времени заложения, трассируется зонами сгущения триасовых интрузий, преимущественно секущих, сопровождаемыми зонами повышенной трещиноватости пород.

Региональные разломы в кинематическом отношении представляют собой сбросо-сдвиги [312, 447], хотя некоторые из них являются диаклазами (например, Арга-Салинский [152, 312]). По ориентировке выделяют четыре группы дизъюнктивов. Наиболее древними являются, вероятно, субмеридиональные разломы, конформные Байкало-Таймырской дизъюнктивной зоне (например, Мойеринский, Уссучу-Юряхский, Хоиктинский [447]). Формирование субширотных нарушений, представленных по всей территории листа, может быть отнесено к позднему протерозою [296]. Сюда входят Курейско-Котуйский, Оленёкский, Левомойероканский, Гэрбичинский, Экондинский, Турунский, Виви-Канандинский разломы [28, 56, 312, 368]. Наиболее широко развиты разломы северо-западного направления, расположенные дискордантно к структурам фундамента и контролирующие распределение пластовых и секущих трапповых интрузий: Еромохонский, Тымтайканский, Хэччикит-Сидинский, Комэско-Сурингдинский [237, 296, 447]. Наконец, наименее распространены разломы северо-восточного простирания: Мунгурундинский на северо-западе листа, Чинско-Сурингдинский в его западной части, Могдинский и Виллюйский – в восточной. Существует мнение, что заложение этой группы нарушений связано с началом рифтогенеза на площади Енисей-Хатангского прогиба в позднепалеозойское время [296].

Наибольшее значение для тектонического строения рассматриваемой территории имеет Виллюйско-Котуйская зона глубинных разломов – сложная система разрывных нарушений, развитых в полосе северо-западного (300–325°) простирания шириной 80–120 км, простирающаяся на территории листа Q-48 на 250 км от р. Виллюй (район устья р. Ниж. Виллюйкан) к Мойеро-Котуйскому междуречью. По отношению как к Байкало-Таймырской, так и к Виллюйско-Кюэнелекянским зонам она дискордантна и является, вероятно, более поздней. В любом случае максимальная активность ее относится к раннему триасу, когда она контролировала размещение интрузивных траппов, в первую очередь дифференцированных интрузий оленёк-велингнинского комплекса, а также мощных пластовых интрузий Виллюйского плато. Однако приуроченность к ней рифового барьера Анабаро-Синского фациального региона в среднем и поздне кембрии (вероятно, благодаря увеличению кондуктивного теплового потока в высокопроницаемой зоне) [37, 341] указывает на унаследованный характер ее развития в триасе.

Северной границей Виллюйско-Котуйской зоны выступает Восточно-Моркокинский (Ахтарандинский по [152]) глубинный разлом, который огра-

ничивает с северо-востока область широкого распространения раннетриасовых интрузий. С юго-запада пограничной областью является Виллойканская зона разломов осадочного чехла, также связанная с активизацией древней системы разрывных нарушений и протягивающаяся от верховьев р. Верх. Томба на юго-восток [130]. Она насыщена мелкими разрывами (различных направлений и небольшой протяженности) и трещинами, часто выполненными дайками, что определяет мелкоблоковый мотив тектонического строения территории. К западной части листа эта зона переходит в зону Тымтайканского регионального разлома [447].

Помимо резко доминирующего северо-западного простирания разломов, заметную роль играют нарушения западо-северо-западного ($270\text{--}300^\circ$) и северо-восточного ($45\text{--}60^\circ$) простираний. Последние отражают наложение дизъюнктивов Виллойско-Котуйской системы на более древнюю Виллойско-Кюэ-нелекянскую, компонентами которой являются, в частности, Могдинский и Виллойский глубинные разломы [312]. К ней же относится нормальная к Виллойканской Ниручангдинская зона разрывных нарушений протяженностью 60 км и шириной 12–15 км. К пересечению этих двух зон приурочена Верхнетомбинская вулcano-тектоническая структура [404]. Местами картируются также дуговые и радиальные системы залеченных долеритами разломов.

Суммарные амплитуды смещений по системам ступенчатых сбросов Виллойканской зоны достигают 750 м. В южной ее части (верховья рек Ниручангда, Сред. Виллойкан, Ниж. Виллойкан) сброшенными являются, как правило, южные или юго-западные блоки, в северной (верховья рек Лев. Ниж. Виллойкан, Нинима, Ниж. Томба) – северо-восточные [64].

К четвертой группе разрывных нарушений относятся локальные разломы, проявленные в верхней части платформенного чехла. Часто они концентрируются в линейных зонах, соответствующих по простиранию и положению в пространстве глубинным и региональным разломам, однако достаточно обычны и вне пределов этих зон. Подавляющее большинство разрывных нарушений в платформенном чехле синхронно трапповому магматизму, что подтверждается выполнением разломов дайками долеритов. Они представлены кулисообразно расположенными сбросами разной глубины заложения и протяженности, безамплитудными разрывами, залеченными интрузиями, и зонами повышенной трещиноватости. Нередко они сопровождаются зонами приразломных дислокаций шириной до 500 м, в пределах которых наблюдается увеличение крутизны наклона слоев до $5\text{--}20^\circ$.

Ориентировка локальных разломов отражает региональный план дизъюнктивных структур. Соответственно, наибольшим распространением пользуются разрывы северо-западного и субмеридионального простираний, хотя локально значимую роль играют также северо-восточные (преимущественно в восточной части Виллойско-Котуйской зоны) и субширотные (на склоне Тунгусской синеклизы) нарушения. Участки повышенной плотности разрывных нарушений большей частью образуют линейные зоны, отвечающие глубинным разломам. Таковы, например, дизъюнктивные структуры северо-западной ориентировки на водоразделе рек Янгада и Мойерокан и на водоразделе рек Мойеро и Далкит, совпадающие соответственно с Еромохонским и Комеско-Сурингдинским глубинными разломами в фундаменте [237]. Про-

тяженность их до 30–35 км, ширина – от 2 до 15 км. При преобладании разломов северо-западного простирания существенная роль принадлежит и нарушениям иной ориентировки, что обуславливает блоковое строение этих структур. Плотность разрывных нарушений оценивается здесь в 2–3/км. Разрывные нарушения северо-восточного и широтного простирания развиты в меньшей степени. Их протяженность не превышает 7–20 км.

По кинематике большая часть разрывных нарушений этой группы относится к крутопадающим сбросам, амплитуда смещения по которым обычно не превышает 20–50 м, хотя в редких случаях и достигают 250 и даже 500 м (например, в пределах Вилуйско-Котуйской зоны в бассейне р. Прав. Мойерокан). С другой стороны, широко распространены достаточно протяженные (до 25 км) разрывные нарушения без смещения, подчеркнутые дайками долеритов.

В ареале развития вулканогенного комплекса большинство разрывных нарушений приурочено к отрицательным структурам (Верхнеканандинская, Усть-Ленковская и другие котловины), реже к крыльям крупных поднятий (например, Битимэктинского). Протяженность их до 30 км, ориентировка весьма разнообразная. Главным образом это – вертикальные или крутонаклонные трещины без смещений типа диаклазов, которые выявляются преимущественно при дешифрировании аэро- и космоснимков. Меньшая часть разломов сопровождается вертикальными перемещениями пород амплитудой до 40–60 м. Реже отмечаются сбросы с амплитудой 20–50 м. Фиксируются также кольцевые, полукольцевые и дуговые разломы (горы Лаврушка, Анаун и др.), отражающие, по-видимому, формирование щитовых вулканических аппаратов [446]. Иногда (в поле развития вулканокластических пород) системы сбросов формируют локальные горсты и грабены с вертикальными смещениями до 100 м (например, в бортах Сенгачандского грабена и Майыктинского поднятия). В таких локальных горстах (в долинах рек Улахан-Вава, Лев. Вавукан, Пирда и др.) на поверхность выводятся породы перми, карбона и даже нижнего силура.

Вместе с тем намечаются зоны шириной 20–30 км северо-западного простирания с повышенной плотностью разрывных нарушений: Кочечумская, пересекающая Центрально-Тунгусскую впадину у западной рамки листа, и Холокит-Сенгачандская на Ейкинской структурной террасе, где выполненные трапповыми интрузиями разрывы приурочены к сводам положительных структур. Холокит-Сенгачандская зона фиксируется в ареале пирокластических образований сгущением даек северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний, многочисленными субвулканическими телами и вулканическими аппаратами центрального типа и совпадает с западным ограничением Вилуйкано-Чонской ветви глубинной Саяно-Анабарской зоны.

В заключение необходимо отметить, что значительное количество линеаментов, отвечающих, очевидно, зонам разрывных нарушений, выявлено при дешифрировании космических снимков [461]. Они связаны с фундаментом или нижней частью чехла. Некоторые из линеаментов четко совпадают с зоной Саяно-Анабарского глубинного разлома, что является свидетельством активизации этих зон в конце мезозоя и в кайнозое. Имеются линеаменты, которые частично совпадают с древними разломами (Еромохонским, Сурингдин-

ским и др.), но прослеживаются на большие расстояния, чем эти разломы. Наконец, есть линеаменты, не наследующие известные разломы фундамента и чехла. Наиболее важным, протяженным и четко выраженным из них является линеамент, пересекающий территорию с юго-запада (от р. Ниж. Тунгуска) на северо-восток (бассейн р. Оленёк) и трассирующийся далеко за пределы территории. Временем его заложения считают палеозой [56].

НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В новейшее время рассматриваемая территория претерпела дифференцированные тектонические движения, приведшие к деформации верхнемеловой–палеогеновой поверхности выравнивания и результирующие как в региональном поднятии территории, так и в образовании локальных структур. Характер и интенсивность деформации были различными в разное время на разных участках территории. В соответствии с этим выделяются неотектонические единицы различного ранга.

Территория листа Q-48 попадает на зону сочленения двух надпорядковых неотектонических структур Сибирской платформы – Путоранской новейшей и Анабарской унаследованной антеклиз [163], отвечающих в целом более ранним Тунгусской синеклизе и Анабаро-Оленёкской антеклизе соответственно. Обе структуры представлены своими краевыми зонами, так что рассматриваемая территория характеризуется малой контрастностью вертикальных неотектонических движений (рис. 10).

Путоранская новейшая антеклиза представлена своим восточным замыканием, где величины неотектонических поднятий существенно меньше, чем в ее осевой части и оцениваются в 0,4–0,6 км [163, 218]. Она сформировалась на базальтовом плато, возникшем в раннем триасе. Очевидно, что новейшие деформации базальтового плато были неоднократными и весьма значительными: глубина зон разуплотнения достигает по геофизическим данным – 1 км и более [218]. Характерно широкое развитие разрывных нарушений, особенно трещин растяжения без существенных вертикальных смещений (диаклазов).

Краевая часть Путоранской новейшей антеклизы рассматривается как Воеволихан-Вилуюканская структурная ступень [163]. Она соответствует полосе выходов на поверхность верхнепалеозойских тригенных формаций, наклонена в сторону краевой зоны Анабарской антеклизы и характеризуется относительно последней более значительными суммарными амплитудами (400–500 м) новейших тектонических движений. Однако в центральной части данной структурной ступени (в верховьях левых притоков р. Виллой) наблюдается участок относительного опускания – Аяктинская и Дагалдынская впадины (суммарные амплитуды – 350–400 м), где новейшие рыхлые образования достигают мощности более 30 м.

Юго-восточное окончание Путоранской антеклизы осложнено Турунским унаследованным сводом, отвечающим в основном области распространения вулканокластических пород. Суммарные амплитуды новейших тектонических движений варьируют от 400 до 600 м. В отличие от краевой зоны, свод характеризуется сложной структурой, в которой существенную роль играют

новые разломы. Выделяется ряд поднятий II порядка: Туруканское, Вилюйское, Вавинское и Улахан-Вавинское [446]; последнее (у восточной рамки листа) характеризуется максимальными значениями поднятия относительно эоценовой поверхности выравнивания. Особое место занимает небольшая (35 × 18 км) Сурингдинская впадина, ограниченная новейшими разломами от Вилюйского и Туруканского поднятий. В ее формировании участвовали низкоамплитудные вертикальные движения различного знака.



Рис. 10. Неотектоническое районирование листа Q-48 (по [163], с использованием материалов геологосъемочных работ [368, 446, 447]).

К западу от Турунского свода выделяется Тембенчинская зона относительных опусканий – крупный структурный залив, входящий в Путоранскую антеклизу с юго-востока, со стороны Канско-Чонской системы новейших впадин. Зона состоит из нескольких структур с меньшими суммарными амплитудами новейших движений, в осевых частях не превышающих 350–400 м, тогда как на бортах – составляющих порядка 450 м. Разрывные нарушения развиты относительно слабо. Крупнейшими впадинами являются Хооркинская (50–60 км в поперечнике) и Туринско-Корвунчанская (до 150 км). Последняя отвечает наиболее прогнутой части Центрально-Тунгусской мегавпадины нижнетриасового подъяруса.

В отличие от Путоранской, Анабарская унаследованная антеклиз, сформированная на породах кристаллического фундамента и перекрывающих их отложениях плитного осадочного чехла, испытала дифференцированные движения, хотя восходящий характер последних и доминировал. Граница между

Путоранской и Анабарской антекклизами на рассматриваемой территории достаточно условна, поскольку в пределах Воеволихан-Виллойканской ступени амплитуды неотектонических движений близки к значениям аналогичного параметра в краевой зоне Анабарской антекклизы. Граница имеет северо-западное простирание и соответствует в целом северо-восточному склону Тунгусской синеклизы позднепалеозойско-раннемезозойского возраста. Юго-западная краевая часть Анабарской антекклизы относится к Виллойкан-Моркокинской структурной ступени, относительно приподнятой по сравнению с прилегающими неотектоническими элементами. Амплитуды неотектонических движений оцениваются здесь в 300–400 м. Ступень осложнена рядом отрицательных структур II порядка (Верхнеолёнёкская, Верхневиллойканская, Гугдинская и др.), относительно равномерно распределенных по ее площади, и серией разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. В северо-западном углу листа наблюдается переход к относительно опущенной и характеризующейся относительно слабым развитием разрывных нарушений и низкой их активизацией Котуй-Кукусундинской впадине [163], которая представлена здесь Муруктинской впадиной II порядка (размером 55–65 км в поперечнике), заполненной озерно-аллювиальными отложениями. Эта унаследованная структура сохраняла тенденцию к относительно прогибанию с мезозоя, но с увеличением ее площади в неоген-четвертичное время за счет вовлечения в этот процесс периферических частей. В настоящее время отдельные участки структуры испытывают движения положительного знака с образованием небольших локальных поднятий [447]. Тем не менее амплитуды новейших тектонических движений в пределах Муруктинской впадины не превышают 150 м [163], так же как и в примыкающих с востока менее крупных Нижнесидинской и Верхнееромохонской впадинах.

Наиболее северная часть листа относится к Алакит-Оленёкской структурной ступени, которая отличается от Виллойкан-Моркокинской простой структурой и немного меньшими амплитудами новейших движений (300–350 м).

С ростом Путоранского поднятия и сопутствующего ему растяжения и растрескивания (дробления) пород верхних горизонтов чехла связано формирование зон раздвига. Они приурочены к отрицательным формам рельефа – каньонообразным долинам крупных рек, а в потенциальных полях выражены узкими линейными аномалиями. При образовании подобных разломов, которые фактически представляют зоны повышенной трещиноватости, дроблению подвергались ослабленные участки – зоны разрывных нарушений, сводовые части антиклинальных структур и т. п. В дальнейшем они и составили каркас гидросети.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Территория листа Q-48 представляет собой фрагмент Сибирской платформы, поэтому для реконструкции ее геологической эволюции, особенно в геодинамическом аспекте, помимо фациального анализа слагающих ее образований, необходимо привлечь материалы по смежным территориям, в первую очередь по Анабарскому и Тунгусскому регионам. Как и для платформы в целом, в геологической эволюции территории могут быть выделены мегациклы пермобильного, протоплатформенного и собственно платформенного этапов [125]. Платформенный (плитный) мегацикл реконструируется главным образом по развитию определенных структурно-формационных комплексов на рассматриваемой территории. Более ранние архейские и раннепротерозойские мегациклы пермобильного этапа, так же как и неопротерозойский (протоплатформенный) мегацикл, могут быть реконструированы лишь на основе экстраполяции данных по соответствующим СФК других доменов Анабарского и Ангаро-Тунгусского геоблоков и интерпретации геофизических данных.

АРХЕЙСКИЕ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕГАЦИКЛЫ

Данные о составе и эволюции раннедокембрийского фундамента центральной части Сибирской платформы противоречивы и базируются лишь на комплексной интерпретации геофизических данных [36, 39, 63, 74, 125 и др.] и аналогии с соответствующими образованиями Анабарского щита [26, 51, 202 и др.]. Принято считать, что примитивная сиалическая (гранулито-гнейсовая) кора Анабарского геоблока сформировалась как единое целое в архее [51, 98]. Вероятно, Анабарский протократон оформился уже к рубежу раннего и позднего архея. В позднем архее и раннем протерозое он испытал интенсивные деформации с формированием долгоживущих зон дизъюнктивных нарушений северо-северо-западного простирания и соответствующих приразломных структур, сопровождаемые процессами диафореза, динамометаморфизма и магматизма различного состава (от габброноритов и анортозитов до лейкогранитов). Завершение этих процессов на Анабарском щите датируется поздним карелием (около 1800 млн лет) [123, 202].

Формирование стабильной континентальной коры Тунгусского геоблока также относится к архею [27, 260]. Амальгамация архейских кратогенов в единую структуру – Восточно-Сибирский кратон, согласно общепринятой точке зрения, завершилась в мезопротерозое – 2,0–1,8 млрд лет назад [39, 139, 201

и др.]. В любом случае уже к началу раннего протерозоя были заложены межгеоблоковые зоны, контролирующие латеральную тектоническую делимость региона в течение всех последующих этапов развития. Для рассматриваемой территории такой зоне соответствует Котуйский блок, трактуемый как Котуйская раннекарельская складчатая система [95, 139, 428], Котуйский протовулканоген [36], Байкало-Таймырский вулкано-тектонический пояс [205] и т. п. Эта мобильная зона – ветвь Таймыро-Североземельского подвижного пояса – развивалась в раннем протерозое унаследованно вдоль шовной зоны сочленения Тунгусского и Анабарского мегаблоков (террейнов) в результате распада при процессах растяжения сформированного в палеопротозое коллизионного орогена. Данная стадия характеризовалась крупномасштабным развитием ультраметаморфических комплексов гранитоидного ряда, формировавшихся при рециклинге древней сиалической коры. Состав раннепротерозойских формаций в южной ветви Байкало-Таймырского мобильного пояса (Марково-Ичерская область на юге платформы) характеризуется интенсивным проявлением трахириолитовой и гранитовой формаций, а также порфиробластических гранито-гнейсов [36], которые ассоциируют с молассоидными вулканогенно-обломочными толщами. Однако в северной части названного пояса (Котуйский блок) преобладающее развитие имели расплавы основного состава, обусловившие как формирование значительных масс интрузивных и эффузивных базитов, так и плавление нижней части коры с последующим проявлением кислого вулканизма, гранитизации и т. д. Вероятно, процессы растяжения коры обусловили также формирование глубоких прогибов, выполненных терригенными и вулканогенными отложениями. Разнообразие продуктов магматизма и седиментации, так же как и сложная структура Котуйского протовулканогена, обусловили резко знакопеременное магнитное поле данного мегаблока. Замыкание Котуйского орогена завершило мезопротерозойский мегацикл очередной консолидацией Сибирского палеоконтинента в составе суперконтинента Пангея. Вероятно, к началу рифея кора Сибирского кратона обрела мощность, близкую к современной – в среднем около 40 км [201].

В конце раннего протерозоя в результате очередного воздымания Анабарского мегасвода породы кристаллического фундамента испытали интенсивную денудацию с формированием пенеплена и кор выветривания, подстилающих локально рифейские отложения на западном склоне Анабарского щита [51].

НЕОПРОТОЗОЙСКИЙ (РАННЕ-СРЕДНЕРИФЕЙСКИЙ) МЕГАЦИКЛ

Ранне-среднерифейский тектонический мегацикл (примерно 1650–900 млн лет) отвечает протоплатформенному [125] или авлакогенному [269] этапу развития. Он характеризуется повышенной мобильностью составляющих жесткий каркас кратона протоплатформенных структур и распадом области мезопротерозойской консолидации на отдельные мегаблоки с формированием между ними раздвиговых структур, интерпретируемых чаще всего как интраконтинентальные рифты, заложенные на архейском и раннепротерозойском складчатом основании [39]. Применительно к территории листа Q-48 в раннем рифее здесь оформились две геодинамические области, грани-

ца между которыми может быть намечена лишь в региональном плане. В целом она имеет северо-северо-западное простирание. Большая часть площади листа относилась к восточной части субмеридионального Ангаро-Котуйского рифтогенного прогиба [221], ось которого соответствовала Туринскому мегапрогибу [264], трассируемому за западной рамкой листа. Очевидно, что эта неопротозойская структура не совпадает с палео-мезопротозойским Котуйским мобильным поясом, хотя и характеризуется сходной ориентировкой. Северо-восточная часть территории относилась к Оленёк-Вилуйскому [8] поднятию, отделявшему прогиб от обширного Анабаро-Оленёкского эпиконтинентального бассейна, в котором происходило последовательное накопление терригенных и карбонатно-терригенных формаций [51, 125].

Развитие рифтогенной области сопровождалось интенсивными разрывными дислокациями, результировавшими в формировании сети разломов северо-западного, меридионального и субширотного простираний, определившей как характер рифейской седиментации, так и характер дизъюнктивной тектоники на все последующие стадии геологического развития территории. Накопление рифейских осадков контролировалось тектоническими депрессиями, среди которых выделяются Усть-Туринская, Воеволиханская, Мойероканская и Юнэкенская. По аналогии с южной (Иркинеево-Ванаварской) зоной Ангаро-Котуйского прогиба предполагается, что в области рифтогенеза происходило накопление толщи карбонатных (преимущественно доломитовых), карбонатно-терригенных и, по-видимому, осадочно-вулканогенных формаций. Мощность толщи превышала 6 км в осевой части [264]; на территории листа Q-48 она достигала 4 км и более в ряде впадин у западной рамки листа. По серии разломов северо-западного простирания, вероятно, имело место внедрение базитовых расплавов, как это установлено на сопредельной с севера площади [51]. Этот трапповый магматизм характеризует заключительную стадию мегацикла, которая завершилась общим поднятием Сибирской платформы. Отложения Ангаро-Котуйского прогиба, испытавшие, по некоторым представлениям [452], складчатость и интенсивные деформации, вошли в состав фундамента платформы в качестве промежуточного (протоплатформенного) этажа, отделенного от собственно платформенного (плитного) существенным перерывом в осадкообразовании.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Время установления собственно платформенного (плитного) режима развития на Сибирской платформе трактуется различным образом, что связано в значительной степени с тем, что начало формирования плитных формаций для разных областей платформы было неодновременным. К северу от рассматриваемой территории, в Анабаро-Оленёкской области, плитный режим установился уже с начала рифея, тогда как в приорогенных областях в крайних частях платформы – не ранее венда. Это дает обоснование концепции, что относительно жесткая консолидация фундамента платформы наступила только в конце рифея [247, 390]. В отношении центральной части Сибирской платформы можно отметить, что, по данным сейсмического профилирования,

верхняя часть рифейского сейсмокомплекса в центральном сегменте Ангаро-Котуйского прогиба залегает согласно с перекрывающими несомненно плитными отложениями, хотя и отделена от них четкой отражающей границей [264, 340, 360]. Соответственно, верхнюю часть рифейских отложений логично относить к образованиям плитного этапа, начало которого условно отождествлено с поздним рифеем.

Как и для Сибирской платформы в целом, в постранирифейской эволюции региона (плитный мегацикл) выделяются шесть тектонических мезоциклов, в течение которых были сформированы структурно-формационные комплексы, отвечающие определенным вышеописанным структурным ярусам и подъярусам: эпипротозойский (позднерифейский), вендско-ордовикский, силурийско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-раннетриасовый, средне-триасово-раннеэоценовый, позднеэоценово-голоценовый.

ЭПИПРОТОЗОЙСКИЙ (ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ) МЕЗОЦИКЛ

Позднерифейский мезоцикл характеризуется сравнительно спокойной тектонической обстановкой. Рассматриваемая территория, по-видимому, представляла краевую часть обширного Лено-Анабарского эпиконтинентального бассейна повышенной солености, в котором накапливались пестроцветные терригенные и сульфатоносные карбонатные (доломитовые) формации (главным образом кварцево-песчаная и песчано-доломитовая гипсоносная). При этом максимальные мощности относятся к тем же тектоническим депрессиям, что развивались в неопротозое. Это указывает на унаследованный характер развития позднерифейских комплексов и определяет условность временной границы между авлакогенным (эоплатформенным) и плитным этапами эволюции Сибирской платформы.

Восходящие движения в конце рифея обусловили интенсивные процессы денудации и размыв рифейских отложений за пределами внутрикратонных авлакогенных впадин. Глубина предвендского размыва оценивается величинами до 600 м [51]. Кровля рифея прослеживается при сейсмопрофилировании как малоконтрастная поверхность, исключая район Моро-Янгинского выступа кристаллического фундамента [320, 339].

ВЕНДСКО-ОРДОВИКСКИЙ МЕЗОЦИКЛ

После длительного регионального перерыва в осадконакоплении и глубокой денудации рифейских и дорифейских пород с формированием пенеплена и кор выветривания, в начале вендского периода вся территория Сибирской платформы была вовлечена в общее погружение, которое привело к трансгрессии моря и формированию маломощных терригенных формаций, залегающих со структурным несогласием и большим временным перерывом на разных стратиграфических уровнях рифея, а местами – на кристаллических породах нижнего структурного этажа. При этом максимумы прогибания соответствовали в общих чертах рифейским рифтогенным структурам, хотя и отличались иной конфигурацией.

Вендско-раннепалеозойский мезоцикл может быть подразделен на три этапа, существенно различающихся по режимам седиментации в едином эпиконтинентальном бассейне:

- вендско-среднекембрийский (вендско-амгинский) – время максимальной трансгрессии и дифференциации обстановок осадконакопления;
- среднекембрийско-среднеордовикский (майско-среднеордовикский), с постепенным переходом к относительно однородной карбонатной платформе;
- средне-позднеордовикский, характеризовавшийся существенным уменьшением интенсивности колебательных движений при частой смене их знака и, соответственно, редуцированными объемами осадков.

Начальный этап характеризовался развитием гигантской отрицательной структуры, названной Н. С. Маличем Восточно-Сибирской хатакратонной областью [125]. В раннем венде осадконакопление имело ограниченный характер. На территории листа Q-48 терригенные отложения нижнего венда охватывают северо-восточную часть Туринской мегавпадины (отвечающую в современном рельефе верхнему течению р. Мойеро), совпадающую с центральным сегментом Ангаро-Котуйского прогиба. Однако обширная суша, занимавшая в раннем венде всю центральную часть Сибирской платформы, последовательно сокращалась и к началу позднего венда была полностью перекрыта эпиконтинентальным морским бассейном [229]. Максимум седиментации в пределах рассматриваемой территории по-прежнему находился в Туринской мегавпадине, однако область наибольшего прогибания по сравнению с ранним вендом существенно сместилась на юго-запад, отвечая теперь примерно долине р. Туру. При этом скорость компенсированного прогибания направленно увеличивалась, что выразилось во все более значительном приросте мощностей верхневендских стратонов вверх по разрезу. Суммарная мощность верхнего венда здесь оценивается величинами порядка 2,5–3 км. Состав пород свидетельствует о мелководном характере бассейна с повышенной соленостью и частым изменением режима седиментации. Помимо преобладающих глинисто-карбонатных (доломитовых) осадков, отмечаются резко подчиненные интервалы терригенных (вплоть до песчаников и даже конгломератов) отложений, а с другой стороны – органогенных (строматолитовых) известняков и доломитов. Характерно развитие сульфатов с увеличением его интенсивности к концу венда. В том же направлении уменьшается роль терригенной составляющей в составе осадков, и происходит постепенный переход к строматолитовой доломитовой формации.

В позднем венде появился еще один фактор, определивший дифференциацию седиментационных режимов в последующий (кембрийский) период. В это время на юго-западе платформы начинает формироваться солеродный бассейн, а на севере возникают обстановки седиментационного барьера, отделяющего этот бассейн от шельфа открытого моря [142]. Этот прообраз барьера, который станет позднее определяющим палеогеографическим элементом кембрийского бассейна, протягивался в рассматриваемый период с запада на восток через водораздел рек Оленёк и Вилюй [229]. В мелководном бассейне к северу от барьера накапливались карбонатные породы со значительной примесью терригенного материала, указывающего на близость области размыва (Анабарского поднятия).

Таким образом, уже в позднем венде на территории Сибирского эпиконтинентального бассейна наметились несколько четко обособленных структурно-формационных областей, различающихся условиями осадконакопления и, соответственно, рядами слагающих их формаций. Традиционно выделяются Турухано-Иркутско-Олёкминская область (Лено-Тунгусский эвапоритовый лагунно-шельфовый «закрытый» бассейн) на юго-западе, Юдомо-Оленёкская область (открытый шельф) на северо-востоке и разделяющая их узкая Анабаро-Синская (Алдано-Анабаро-Рыбнинская) область мелководного барьера [36, 106, 125, 181, 197, 227]. Наиболее выражена эта дифференциация для раннего кембрия. Согласно фациально-палеогеографическим реконструкциям [227, 244], большую часть территории листа Q-48 занимал в это время открытый шельфовый бассейн (Хантайско-Оленёкское море) шириной около 200–250 км, вытянутый в субширотном направлении. В начале раннего кембрия (томмотский и атдабанский века) он был относительно мелководным, а затем, с ботомского века – глубоководным нормальной солености, что подтверждается наличием стеногалинной фауны. В нем преобладал процесс формирования известковых осадков, сопровождавшийся поступлением глинистого материала, а в конце раннего кембрия и в амгинском веке – значимым количеством органического вещества и кремнезема.

Вдоль окраин открытого моря существовали узкие (шириной порядка 25–30 км) зоны предельного мелководья – барьерные рифы, характеризующиеся неустойчивым характером карбонатного осадконакопления и широким развитием биогермных (водорослево-археоциатовых) массивов. Эти зоны существенно затрудняли свободный водообмен между различными частями эпиконтинентального бассейна и разделяли его на части с различным режимом седиментации. По отношению к двум бассейнам барьерные рифы занимали гипсометрически более приподнятое положение и периодически в виде цепочки пологих островов выступали над уровнем моря. На внешних их бортах возрастание солености вод обусловило резкое сокращение органической жизни. Одновременно известковое накопление сменялось преимущественно доломитовым. В разные периоды времени барьеры не только были проявлены в различной степени, но и значительно смещались то в юго-западном, то в северо-восточном направлениях.

В раннем кембрии четко выделяются два субширотных рифовых барьера (устанавливаемые по данным сейсмопрофилирования и электроразведки), ограничивающие Хантайско-Оленёкское море. Северный из них отвечает водоразделу рек Оленёк и Арга-Сала, южный (продолжение Западно-Якутского барьерного рифа) проходил примерно от долины р. Туру к устью р. Ниж. Виллойкан. Соответственно, к северу и югу от них развивались так называемые области внутреннего шельфа, в которых стабильное погружение, аридный климат, изоляция от открытых морей и медленное поступление морских вод наряду с ограниченным поступлением терригенного материала обеспечивали формирование мелководных «солеродных бассейнов» с накоплением мощного комплекса карбонатных (доломитовых), терригенно-карбонатных и сульфатных отложений с линзами солей. Соленость бассейнов ритмично колебалась от слабо повышенной (доломиты) до высокой, отвечающей садке сульфатов, и временами достигала стадии садки галита.

С начала ботомского века наметилось усиление дифференциации осадочных обстановок при сохранении общего плана их распределения и тенденции к сокращению открытого морского бассейна. Относительно быстрый подъем уровня моря (или общее погружение ложа) привел к изменению седиментационного режима по всей площади эпиконтинентального бассейна. Хантайско-Оленёкский внешний шельф с хорошей аэрацией вод и интенсивным развитием органического мира, открытый в сторону Юдомо-Оленёкского моря, превратился в глубоководный бассейн (с глубиной до 1 км и более [242]) со стратифицированными водами, связанный на северо-западе с окружающими кратон океаническими впадинами. Бассейн развивался в режиме некомпенсированного погружения с накоплением в анаэробных условиях обогащенного органическим веществом карбонатных илов, позднее в процессе диагенеза превратившихся в горючие сланцы куонамской свиты, мощность которых в несколько раз ниже, чем у синхронных осадков в Иркутско-Олёкминской лагуне (ангарская и литвинцевская свиты). Последняя по мере подъема уровня водной поверхности и усиления гидрологической связи с открытым морем трансформировалась в карбонатную платформу, в предрифовой части которой шло формирование известняково-кремнисто-доломитовых осадков с постепенным затуханием соленакопления. Относительно небольшая по размерам Котуйско-Анабарская карбонатная платформа развивалась и на севере рассматриваемой территории. Она отличается развитием красноцветных и песчаноцветных терригенно-мергельно-доломитовых формаций при почти полном отсутствии солей.

По всей вероятности, имело место разрастание карбонатных платформ и смещение Западно-Якутского рифового барьера в сторону открытого шельфа (к северу), как это наблюдается в восточных районах Сибирской платформы. Проградация карбонатных платформ отвечала фазам относительного понижения уровня моря (тойонский век) с замедлением вертикального роста биогермных построек, их доломитизацией и карстованием, тогда как с новым пульсационным подъемом уровня моря в амгинском веке вновь активизировалось рифообразование и продолжилось некомпенсированное углубление бассейнов.

На рубеже амгинского и майского веков в результате резкого понижения уровня моря огромные пространства мелкого закрытого шельфа Иркутско-Олёкминской карбонатной платформы превратились в субаэральную надприливную равнину (себху). Вследствие масштабной денудации ранних отложений существенно изменился и характер осадконакопления в сторону резкого возрастания терригенной компоненты. На периферии открытого бассейна резко усилилась скорость седиментации, приведшая к накоплению мощной (до 600 м) толщи терригенно-глинисто-карбонатных флишоидных образований и проградации подводного склона в сторону открытой акватории. Заполнение впадины проходило от ее бортовых частей с последовательным смещением максимума осадконакопления к центральным областям и их омоложением в том же направлении, что привело к клиноформному строению толщи с разрастанием углов падения вверх по разрезу [339]. Рифообразование хотя и продолжалось, но носило угнетенный характер. Продвижение Западно-Якутского рифового барьера на север составило за майский век от 100 км (на востоке

листа Q-48) до 200 км (на западе) вплоть до области верховьев левых притоков р. Вилюй [227], так что Хантайско-Оленёкское море превратилось в узкий пролив шириной менее 100 км.

В аюосокканском веке продолжалась деградация этого открытого бассейна, и в позднем кембрии он прекратил существование. Остатки рифового барьера, представленные органогенной глинисто-известняковой формацией (чукская свита), в это время располагались уже по северной рамке листа Q-48, а практически вся территория к югу от него являлась частью Турухано-Иркутско-Олёкминской карбонатной платформы, на которой происходило формирование мелководных пестроцветных (в южных районах до красноцветных) глинисто-карбонатных (преимущественно доломитовых) осадков выдержанной мощности (мархинская свита и ее аналоги). К концу аксайского века рифовый комплекс исчезает, бассейн становится полузамкнутым и более мелководным вплоть до субаэральных условий. На кратковременное повышение солености указывают пропластки гипса в верхах мархинской свиты в долине р. Мойеро.

Дальнейшая эволюция эпиконтинентального бассейна в раннем ордовике заключалась в проявлении нового трансгрессивно-регрессивного цикла в связи с вторжением Таймырского морского бассейна. В западной части рассматриваемой территории (бассейн р. Мойеро) имело место формирование преимущественно глинисто-известковых илов при параметрах температуры, солености и газового состава вод, благоприятных для интенсивного развития морских организмов, в частности кораллов. Далее к востоку (Моркокинская зона) бассейн отличался повышенной соленостью и, соответственно, доминированием доломитов среди карбонатных отложений. Разрезы в обеих зонах отличаются значительной мощностью, но невыдержанностью и пестротой состава пород по вертикали и латерали, указывая на частые изменения обстановок седиментации (от мелководных до прибрежно-морских и даже лагунных). Условия повышенной солености и даже засолонения (закрытой лагуны) периодически возникали и в Мойеронском районе в регрессивной части циклов, судя по появлению линз гипса и гнезд целестина в верхах ирбуклинской и в кочаканской свите и преобладанию доломитовых осадков в последней. Впрочем, подчиненная роль эндемичных форм брахиопод [276] свидетельствует о свободном водообмене с внешними морями. В то же время, судя по более высокому в Мойеронском районе содержанию терригенного компонента в осадках, которое в разрезе р. Мойеро составляет 17–27% (в т. ч. до 11% – песчано-алевритовая фракция), а в Моркокинском районе – менее 7% (исключительно глинистая фракция), в качестве основных областей сноса фигурировала не только Анабарская суша, но и Катангское или гипотетическое Тембенчинское поднятия (к югу и западу от рамки листа Q-48) [16]. Предполагается, что в южной части листа Q-48 терригенные (алевритовые и даже кварцево-песчаные) фации преобладали уже начиная с угорского времени [228].

Заключительный средне-позднеордовикский этап вендско-раннепалеозойского мезоцикла отличается весьма редуцированным осадконакоплением и частой сменой режима седиментации вследствие колебательных движений различного знака. Ему предшествовал длительный (дапинский и начало дар-

ривильского века) перерыв в седиментации на востоке. Судя по развитию фосфоритоносных и обогащенных железом прослоев в основании мойеронской свиты, фиксирующих размыв латеритных кор выветривания, континентальные обстановки кратковременно могли существовать и на западе рассматриваемой территории.

В целом выделяются три трансгрессивно-регрессивных макроритма для этого этапа; максимумы трансгрессий приходятся на волгинское, баксанское и долборское время [16]. В отличие от раннеордовикской эпохи, режимы седиментации были близкими в обеих зонах бассейна, но отличались частой изменчивостью с чередованием мелководных и прибрежно-морских (и даже субаэральных в конце дарривильского, а затем сандбийского веков, когда в результате разрушения биогермных построек формировались органогенно-обломочные известняки) обстановок. Преобладал режим нормальной солености, доля терригенного компонента в осадках также выровнялась и в целом возросла до 20 % в среднем. Позднеордовикские трансгрессии северного морского бассейна представляли собой ингрессии с накоплением глинисто-известковых илов с богатой фауной, в т. ч. многочисленных кораллов. Отступление бассейна также отличалось кратковременностью, так что регрессивные части макроритмов практически не сохранились. Суммарные мощности средне- и верхнеордовикских отложений в 3–4 раза меньше, чем раннеордовикских.

В южной части листа Q-48, вероятно, по-прежнему доминировали прибрежно-морские обстановки, ограниченные Тембенчинским и Катангским поднятиями [36, 228]. Наконец, в результате усиления восходящих движений на Анабарском поднятии на рубеже ордовика и силура вся территория впервые после начала венда превратилась в область денудации, в ходе которой были полностью уничтожены осадки нирундинского и бурского возраста, а частично и более древние (вплоть до кочаканских).

С вендско-ордовикским мезоциклом могут быть связаны фосфатоносные формации, а также стратиформная свинцово-цинковая рудоносная формация в карбонатных породах.

СИЛУРИЙСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МЕЗОЦИКЛ

Ограничение временного интервала начала среднепалеозойского мезоцикла ранним силуром является достаточно условным, поскольку этот цикл представляет собой очередной этап развития вендско-раннепалеозойского эпиконтинентального бассейна. Соответственно, в качестве рубежа крупных циклов осадконакопления часто рассматривают начало девона (например, [139]) или же рубеж раннего и среднего ордовика (например, [36]) и т. п. Датирование начала среднепалеозойского мезоцикла для территории листа Q-48 ранним силуром обусловлено наличием наиболее выраженного регионального перерыва в осадконакоплении на рубеже ордовика и силура.

В силурийско-среднекаменноугольном мезоцикле выделяются три близких по продолжительности, но неравнозначных по своему проявлению в структурно-вещественных комплексах этапа:

- силурийско-раннедевонский – время формирования полнопроявленных трансгрессивно-регрессивных циклов;
- ранне-среднедевонский с редуцированным по площади и интенсивности осадконакоплением;
- позднедевонско-среднекаменноугольный этап денудации и корообразования.

Морская седиментация после относительно кратковременного перерыва возобновилась уже в рудданском веке, сначала на востоке рассматриваемой территории (в Моркокинской зоне), а несколько позже – на западе (в Мойеронской зоне). Обе зоны соответствуют северо-восточному борту пологого Норильско-Туринского прогиба, осевая часть которого (северо-западного простирания) предполагается на водоразделе рек Вилюй и Ниж. Тунгуска. Из всех вскрытых к настоящему времени на Сибирской платформе силурийских разрезов именно Мойеронский район характеризуется наибольшей полнотой и мощностью осадков, чрезвычайным богатством и разнообразием бентосной фауны. Силурийские и раннедевонские отложения образуют единый макроциклит регрессивной направленности, который подразделяется на два трансгрессивно-регрессивных циклита: нижний лландоверийский, начинающийся осадками глубокого шельфа и завершающийся отложениями закрытого мелкого шельфа, и верхний – венлокско-раннедевонский, начинающийся органо-генными постройками открытого мелкого шельфа и завершающийся отложениями засоленной лагуны [171]. Соответственно, для начала силура (лландовери) характерны глинисто-карбонатные фации с брахиоподами, для середины (венлок) – карбонатные фации со строматопоратово-коралловыми биостромами, биогермами и даже рифовыми массивами, и для конца силура – сульфатно-доломитовые фации, не содержащие органических остатков [252].

Возвращение морского режима в руддане носило, по-видимому, характер ингрессии. В основании силурийского разреза залегают глубоководные илы с остатками планктонных и нектонных организмов (граптолитов, цефалопод), обогащенные органическим веществом и алевритовым материалом. В дальнейшем доминировали обстановки бассейновой (удаленной от берега) сублиторали с направленной тенденцией к обмелению, богатым органическим миром, повышенной температурой воды при улучшенной аэрации и активным гидродинамическим режимом, на что указывает широкое распространение органо-генно-обломочных образований [171]. Осадконакопление в соответствии с пульсационным характером колебаний морского дна состояло в ритмичном чередовании известковых и известково-глинистых илов. По сравнению с ордовикскими отложениями содержание терригенного компонента в нижнесилурийских осадках крайне незначительно (1–4 %) [16]. Максимумы трансгрессий, заканчивавшихся формированием циклических биостромных (водорослево-коралловых) комплексов, отвечали раннехаастырскому и раннехакомскому времени. Между ними бассейн становился полузакрытым с появлением локальных участков затрудненного водообмена с формированием доломитов и даже образованием целестина в осадках.

Общее обмеление и постепенная изоляция бассейна с сокращением площади акватории и повышением концентрации солей в результате преобладающих восходящих движений платформы в восточной части территории начались уже

с гомерского века, в западной (на р. Мойеро) – в середине горстийского. Эти процессы выражены в формировании тонкоритмичной доломитово-домеритовой локально гипсоносной толщи с угнетенной фауной (янгадинская и яральинская свиты), хотя кратковременные импульсы нормально-морской седиментации проявлялись до начала лудфорда. В пржидольской эпохе режим засоленной лагуны в условиях жаркого, засушливого климата установился окончательно и началось формирование эвапоритового комплекса вплоть до локального выпадения хлоридов. Последние эвригалинные организмы исчезли еще в тукальское время. Ограниченная мукдэкэнская трансгрессия, на время которой Восточно-Сибирский бассейн на короткий период восстановил связь с открытым морем и происходило формирование доломито-известковых илов с редкими строматолитовыми постройками, существенно не изменила общей регрессивной направленности позднесилурийского периода развития.

Масштабы осадконакопления в лохковский век незначительны ввиду значительного удаления территории от Таймырского моря. В зубовское время вся территория представляла собой низменную аридную равнину, покрытую многочисленными замкнутыми засоленными бассейнами. Формирование пестроцветных гипсоносных глинисто-карбонатных формаций в обширном лагунном бассейне отличалось неоднородностью условий седиментации, частыми локальными перерывами и размывами, что результировало в незначительных мощностях и резкой латеральной изменчивости разрезов. Курейское время ознаменовалось локальным и кратковременным восстановлением нормально-морских условий, когда формировались известковые и глинисто-доломитовые илы и возобновилась в небольших масштабах органическая жизнь. Курейская трансгрессия завершилась, однако, региональным перерывом в осадконакоплении (предсидинским).

Ранне-среднедевонский этап отвечает времени проявления континентального рифтогенеза во многих районах Сибирской платформы, особенно в ее восточной части [36]. На рассматриваемой территории, представлявшей краевую юго-восточную часть простирающегося с северо-запада бассейна, характер седиментации, однако, мало изменился и контролировался по-прежнему малоамплитудными колебаниями дна бассейна с неоднократными его подъемами выше уровня воды. После пражского перерыва вновь формировались пестроцветные глинисто-карбонатные формации, отличающиеся литологическим разнообразием и существенной латеральной изменчивостью разрезов, отсутствием грубообломочного материала. В отличие от западных районов платформы, масштабное сульфато- и соленакопление отсутствовало. Вторая половина среднего девона (середина эйфельского века) ознаменовалась изменением климата на более гумидный и новой морской трансгрессией, максимуму которой соответствуют известняки юктинской свиты, содержащие остатки разнообразных морских беспозвоночных. Преобладание органогенно-обломочных разностей указывает на активный гидродинамический режим в условиях крайнего мелководья.

Позднедевонские и раннекаменноугольные осадки на рассматриваемой территории не отмечены, что, возможно, объясняется глубокой предсреднекаменноугольной эрозией. В осевой части Норильско-Туринского прогиба (в юго-западной части листа) можно предполагать наличие верхнедевонских

осадков незначительной мощности (по аналогии с сопредельной с запада площадью), хотя мощность юктинской свиты там не выше, чем на остальной территории листа. Однако более вероятно, что обстановки размыва преобладали почти на всей рассматриваемой территории уже в фаменском веке (а в юго-восточной части листа, возможно, с начала девона), и заключительные таймырские трансгрессии (позднефранская и турнейская) не затронули территорию листа Q-48.

Таким образом, в среднем девоне закончился длительный (более 200 млн лет) период существования преимущественно морского режима на рассматриваемой территории. К началу карбона вследствие общего поднятия территории в фаменское время и преобладания эрозионных процессов она представляла пологую, практически лишенную водоемов равнину.

Позднедевонско-среднекаменноугольный этап рассматриваемого мезоцикла включает длительный (порядка 70 млн лет) период преобладания обстановок денудации, обусловившей частичное уничтожение среднепалеозойских отложений. Суммарная глубина размыва, однако, не превышала 150–200 м.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-РАННЕТРИАСОВЫЙ МЕЗОЦИКЛ

Поздний палеозой ознаменовался резким изменением тектонического режима на всей территории Сибирской платформы, что определялось, в частности, предшествующей перестройкой ее структурного плана вследствие интенсивных тектонических движений на северной, северо-восточной и восточной окраинах, а также заложения внутриплатформенных рифтогенных структур (Ангарио-Мурской и Виллойской) [36]. На смену обширному эпиконтинентальному морскому бассейну с шельфами и лагунами аридных обстановок раннего и среднего палеозоя пришли гумидные равнины, а преимущественно карбонатное осадконакопление сменилось терригенным. Формирование структур этого тектонического мезоцикла проходило в условиях стояния платформы выше уровня океана, что и обусловило накопление формаций преимущественно регрессивной (средний карбон – пермь) и эмерсивной (ранний триас) стадий [125]. Важнейшим эпизодом мезоцикла является возникновение и развитие Тунгусской синеклизы, сложенной угленосной терригенной формацией одноименного бассейна и уникальной по объему платобазальтовой толщей с одновременным проявлением масштабного комагматического интрузивного магматизма. Анабаро-Оленёкская антеклиза, напротив, представляла область восходящих движений и денудации ниже- и среднепалеозойских отложений [36, 125]. При этом состав кластической компоненты терригенных пород верхнего палеозоя не позволяет утверждать о вскрытии эрозией пород кристаллического фундамента. В то же время находки ксенолитов среднекаменноугольно-пермских и триасовых пород в трубках взрыва, прорывающих фундамент в юго-восточной части Анабарского щита, дают основание предполагать распространение осадконакопления этого возрастного мезоцикла и на склоны Анабаро-Оленёкской антеклизы [51].

В соответствии со сформировавшимися структурно-формационными комплексами в объеме мезоцикла выделяют позднепалеозойский (среднекаменноугольно-пермский) и раннемезозойский (раннетриасовый) этапы, контраст-

тные по набору формаций и, следовательно, геодинамическому режиму. Однако переход между этапами для рассматриваемой территории представляется постепенным.

Среднекаменноугольно-пермский этап. Длительная эпоха преимущественной денудации в центральной части Сибирской платформы, продолжавшаяся не менее 70 млн лет, завершилась в башкирском веке. Установление режима континентального осадконакопления в Тунгусской синеклизе датируется выявлением янготойской палеофлоры на сопредельных с востока площадях [371]; однако на территории листа Q-48 наиболее древние датировки флористических остатков соответствуют нижнекатскому подгоризонту. Седиментация происходила в условиях неустойчивого медленного прогибания на слаборасчлененной озерно-болотной равнине с близко расположенными источниками сноса, на что указывает резкая латеральная фациальная изменчивость отложений, присутствие линз плоскогалечных конгломератов, значительное участие углистых алевропелитов с сидеритовыми и известковыми стяжениями. Ингрессии Таймырско-Верхоянского палеобассейна, сыгравшие существенную роль в формировании тунгусской серии на северо-западе синеклизы, в рассматриваемом районе проявились незначительно, хотя остатки солоноватоводных двустворок средне- или позднекаменноугольного времени и линзы известняков сохранились локально в разрезах ботубинской свиты в восточной части территории. В региональном плане условия седиментации были близкими, что отразилось в однообразии литологического состава отложений, относимых по всему ареалу к единой терригенной (алевролитно-песчаниковой) угленосной континентальной формации. Теплый умеренно влажный климат и равнинный ландшафт создавали благоприятные условия для формирования торфяников и их дальнейшей углефикации в погружающихся внутриконтинентальных бассейнах. Могут быть выделены три крупных цикла осадко- и угленакопления – средне-верхнекаменноугольный, раннепермский и средне-позднепермский, разделенные кратковременными периодами изменения климатических и палеогеографических обстановок в предбургу克林ское и предпеляткинское время.

Максимумы угленакопления приурочены к верхним частям циклов (позднекатское, позднебургу克林ское и дегалинское-гагарьеостровское время). Они характеризовались удаленностью источников сноса, что отражалось в преобладании кварцевых алевропелитовых осадков, и расцветом растительности с существенной ролью папоротникообразных. Разделяющие их периоды отличались большей дифференцированностью тектонических движений, неравномерным локальным размывом более ранних отложений (максимальным оно было в предбургу克林ское время, когда глубина размыва каменноугольных и нижнепермских осадков достигала 50–60 м [446]), резкими колебаниями мощностей, максимальной фациальной изменчивостью и исчезновением углистого материала в осадках, изменением состава флоры с доминированием кордаитовых. Об эпизодах локального размыва свидетельствуют появление как бикластитов, так и линз каолинитов (переотложенных кор выветривания) в отложениях биармийской перми. Вследствие неравномерности прогибания сформировались основные пликативные структуры переходной зоны между Анабаро-Оленёкской антеклизой и Тунгусской синеклизой,

такие как Средневилюйканская и Нижневилюйканская впадины, Хеннэке-Вилюйканское поднятие и др.

Наиболее стабильная эпоха погружения и угленакопления относится к пеляткинскому и дегалинскому времени, когда формировались пласты углей до нескольких метров мощности, хотя площадь седиментации и сократилась. Однако неоднородность фациальных условий сохранялась, отражаясь в существенной латеральной изменчивости литологического состава отложений. В конце дегалинского времени началось поступление в бассейн вулканогенного материала, происходившего, скорее всего, из более северных районов Тунгусской синеклизы, где активный вулканизм проявился уже в конце татарской эпохи. В гагарьеостровское время количество этого материала было уже достаточно для того, чтобы формировать маломощные прослои туфогенно-осадочных пород и даже ксенотуфов.

Раннетриасовый этап является важнейшим для формирования геологической структуры территории листа Q-48, несмотря на свою кратковременность (менее 5 млн лет). В конце пермского периода тектонический режим в западной части Сибирской платформы претерпел резкие изменения в результате усиления интенсивности процессов растяжения земной коры, результировавших в проявлении масштабного базитового магматизма, охватившего территорию площадью более 3,5 млн км² [39, 85, 126, 132], включая всю южную часть листа Q-48. Рифтинг в обрамлении платформы сопровождался резкой активизацией глубинных тектонических зон, унаследованных от предыдущих этапов, в первую очередь Вилюйско-Котуйской зоны разломов, разделившей окончательно две надпорядковые структуры – Анабаро-Оленёкскую антеклизу с устойчивым преобладанием восходящих движений и Тунгусскую синеклизу, наследовавшую крупнейшую отрицательную структуру предыдущих циклов развития платформы. Однако вулканическая активность в юго-восточной части синеклизы существенно отличалась от таковой на ее северо-западной периферии, где начало вулканизма относится еще к татарской эпохе, имело катастрофический характер [193] и характеризовалось весьма низким коэффициентом эксплозивности и высококонтрастным составом вулканических продуктов. На территории рассматриваемого листа активный вулканизм проявился, и то весьма ограниченно, лишь начиная с тутончанского времени. В целом он заметно отличался существенно меньшим масштабом (что отразилось в меньших мощностях вулканогенной толщи), однородностью состава вулканогенных продуктов и контрастностью характера извержений на ранней (преимущественно эксплозивной) и поздней (эффузивной) стадиях.

Наиболее специфичной чертой является постепенный переход от спокойной терригенной седиментации внутриконтинентального бассейна к стадии активного вулканизма, занявший все тутончанское время, когда в северной части Среднесибирской вулканической области уже формировались мощные (до 1 км и более) эксплозивно-эффузивные толщи. По существу, в это время на большей части территории продолжалось осадконакопление в пределах пологоволнистой озерной равнины, причем в некоторых депрессиях продолжали формироваться угли [446, 447]. От предшествующего этапа оно отличалось существенной, местами резко преобладающей ролью вулканомиктового

компонента в составе кластического материала, привносимого главным образом за счет разрушения хаканчанских вулканических аппаратов на северо-западе. Возникшие вулканические центры, фиксируемые агломератовыми туфами, туфобрекчиями и отдельными маломощными потоками базальтов с пойкилоофитовой структурой, имели небольшой масштаб и ограниченное влияние. Они концентрировались в активизированных дизъюнктивных зонах, в частности вдоль Воеволихан-Мойеронской флексуры [447]. Здесь формировались вулканотектонические депрессии (Нюкчорокская, Хойровская и др.), к которым приурочены редкие для этой стадии излияния базальтов, образующих серию потоков суммарной мощностью не более 50 м. Меньший градиент вариаций мощностей тутончанской свиты и ее более выдержанный фациальный состав по сравнению с хаканчанской свитой обусловлен отсутствием экранирующего влияния лав, предохраняющих туфовые конусы от разрушения [333].

Возможно, рассматривать тутончанско-двурогинский рубеж в качестве границы двух этапов среднекаменноугольно-раннетриасового мезоцикла было бы более обоснованно для рассматриваемой территории. Существенная перестройка тектонического режима приходится как раз на двурогинское время, когда начала формироваться мощная пирокластическая нижнекорвунчанская толща, заполнившая всю площадь тутончанской депрессии, ось которой, как и вообще Тунгусской синеклизы на любой стадии ее развития, погружалась на север. В зоне сочленения синеклизы с Анабаро-Оленёкской антеклизой вулканизм носил, по-видимому, островной характер.

Особенностью вулканизма Тунгусской синеклизы в региональном масштабе является пульсационный характер его развития, что проявляется в разноранговой цикличности строения разрезов и является основой стратиграфического расчленения вулканогенной толщи. Каждый цикл в общем случае начинается горизонтами вулканогенно-осадочных пород, фиксирующих перерывы активного вулканизма. Затем формируется вулканокластическая толща в результате выбросов из аппаратов центрального типа, а далее цикл завершается ритмичным накоплением покровных эффузивов, изливавшихся либо из щитовых вулканов исландского типа, либо из множества трещинных аппаратов. В центральной области вулканизма (в северо-западной части Среднесибирской области) выделяют до 10 циклов [87, 193, 263, 333 и др.], в юго-восточной части Тунгусской синеклизы проявлены лишь некоторые из них: хаканчанский (тутончанский), двурогинский (корвунчанский), мокулаевский (нидымский) и хараелахский (кочечумский), причем определенные части циклов нередко редуцированы.

Залегание корвунчанской туфово-агломератовой формации на разновозрастных (вплоть до нижнепермских) породах свидетельствует о том, что в конце тутончанского времени район испытал неравномерное поднятие с большими амплитудами, чем это происходило после формирования дегалинской свиты. В отличие от центральной и северной частей Северо-Тунгусского прогиба, режим погружения не носил устойчивого характера вплоть до путоранского времени.

Судя по распределению мощностей и гранулометрических характеристик вулканокластического материала, а также вариациям плотностей распределе-

ния даек долеритов, извержения происходили из множества разновременных короткоживущих вулканических аппаратов центрального типа. Закономерности их локализации (в отличие от ареалов правобоярской и двурогинской свит – фациальных аналогов учамской, где вулканокластиты сразу после своего формирования были перекрыты лавами) трудно установить из-за неравномерной сохранности [72]. Максимальная плотность центров извержений все же реконструируется для наложенных котловин (Вавукан-Умотканской, Средневиллюйканской и др.) [446].

Отсутствие признаков слоистости в туфах по всему ареалу учамской свиты указывает на отсутствие значимого перераспределения материала пирокластических выбросов. Такое перемещение, однако, имело место в конце корвунчанского времени, когда на значительной части территории произошла нивелировка вулканических аппаратов и сформировался пенепленизированный рельеф. При этом локальное появление тонких прослоев доломитов в туффогенно-осадочных породах указывает на существование даже замкнутых бассейнов с устойчивым режимом осадконакопления. Впрочем, полного прекращения вулканической активности не произошло, поскольку отдельные структуры учамского времени продолжали развиваться (например, Ленковский свод, где бугариктинские отложения редуцированы). На ряде площадей, в частности в долине р. Пирда, жерловые фации занимают не только весь объем корвунчанской серии, но и большую часть нидымской свиты. Таким образом, здесь вулканические центры функционировали непрерывно в течение большей части раннего триаса.

С начала пугоранского времени Тунгусская синеклиза испытывала устойчивое погружение. Однако при этом она по-прежнему была поднята на 100–200 м по сравнению с обрамлением, о чем свидетельствует отсутствие ксеногенного материала в вулканокластических породах. Характер вулканизма резко изменился, ведущая роль теперь принадлежит массовым излияниям базальтов. Поскольку начальные порции расплавов были богаты летучими, а излияния происходили часто на водонасыщенный туфовый субстрат, покровы нидымской свиты обычно маломощные, с широкими зонами мандельштейнов и мощными, но прерывистыми горизонтами шаровых лав не только в основании свиты, но местами и по всему ее разрезу.

Кочечумское время отличается излияниями в значительной мере дегазированной, но сохранившей подвижность магмы, что приводило к возникновению массивных однородных хорошо выдержанных по площади маркирующих покровов, в т. ч. агитканского горизонта. Эти покровы формировались не из одного, а из нескольких центров (не менее 10), функционировавших одновременно. Наиболее мощный очаг находился в центре Центрально-Тунгусской мегавпадины (долина р. Туру), что обусловило максимальную мощность и протяженность покровов, появление в их кровли кластолав и т. д. К периферии масштаб отдельных покровов существенно падает, а их количество увеличивается, что видно, например, на возв. Сурингдаурэн, где отдельные маломощные потоки растекались на запад и юго-запад [333, 446]. Ритмичность эффузивного вулканизма проявлялась в чередовании мощных протяженных маркирующих покровов, образованных при одновременном излиянии из множества трещин, и пачек маломощных потоков, формировавшихся

в результате деятельности преимущественно щитовых вулканов исландского типа одновременно с выбросами пирокластического материала из многочисленных аппаратов центрального типа.

По мере изостатического прогибания дна базальтового бассейна над питающей областью новые порции базальтового расплава расширяли свой ареал распространения. Границами погружающегося лавового бассейна служили пирокластические образования двурогинского времени, занимавшие относительно более высокое гипсометрическое положение и образовавшие естественное препятствие на пути базальтового расплава. Свидетельством этого является локальное переслаивание базальтовых покровов с продуктами разрушения пирокластической толщи по периферии Центрально-Тунгусской впадины.

В процессе формирования эффузивной толщи положительные формы рельефа были полностью нивелированы мощными потоками базальтов. Соответственно, во время максимума магматической активности в пуроранское время юго-западная часть рассматриваемой территории представляла заболоченную равнинную поверхность без признаков крупных положительных или отрицательных форм рельефа. О нерасчлененном рельефе свидетельствует практически полное отсутствие русловых отложений, весьма незначительная мощность или отсутствие кор выветривания, локальность проявления размыва покровов. Таким образом, вулканические постройки в классическом понимании этого термина были весьма редки и представлены небольшими шлаковыми конусами. Магма изливалась одновременно на большой площади из множества мелких каналов типа коротких даек с образованием горизонтально залегающих покровов, прослеженных на десятки километров [193, 333]. Хорошая сохранность верхних миндалекаменных зон лавовых покровов говорит об их быстром захоронении последующими излияниями лав.

Таким образом, масштабный базальтовый магматизм проявлялся на фоне регионального растяжения и быстрого погружения, которое практически полностью компенсировалось магматическим материалом как в виде интрузий в верхних горизонтах чехла, так и обширными излияниями базальтов. Амплитуда прогибания, судя по суммарной мощности продуктов магматизма в платформенном чехле, превышала 1 км (максимальная – в конседиментационной Центрально-Тунгусской впадине). Вследствие большой глубины магматических очагов прогибание сопровождалось оседанием их кровли и, возможно, затрагивало не только земную кору, но и верхние горизонты мантии, что приводило к нарушению изостатического равновесия. После затухания магматизма нарушенное равновесие восстанавливалось путем «всплывания» относительно легких пород литосферы, что и привело к появлению в рельефе возвышенного базальтового плато [218].

За пределами ареала сплошного распространения вулканогенной толщи, на склоне и борту Тунгусской синеклизы, формировались изолированные вулканотектонические котловины размером до 50 км в поперечнике, в отдельных случаях отстоящие от области устойчивого погружения (сплошного ареала) на расстояние в 100 км. Здесь формировались в основном пирокластические отложения, хотя местами сохранились субвулканические тела, представляющие собой реликты корневых зон щитовых вулканов [446].

Формирование вулканогенной толщи в Тунгусской синеклизе сопровождалось интенсивными дизъюнктивными движениями (в первую очередь по системам северо-западного направления) и внедрением комагматических базитовых интрузий в ее прибортовой части. К этому этапу относится формирование микроблокового строения зоны сочленения Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы, так же как и основная фаза формирования почти всех выраженных в отложениях плитного чехла тектонических структур – Мойероканского, Нижетомбинского, Хеннэке-Вилуйканского и других поднятий, множества вулканотектонических структур и т. д. Хотя большинство из них начали развитие как пликативные структуры в дотриасовое время, в период раннетриасовой активизации произошло существенное увеличение их амплитуд вследствие вертикальных смещений по ослабленным зонам, подчеркнутым базитовыми интрузиями. Плотность интрузий в общем случае убывает в сторону от центральной части синеклизы. Их морфология определялась строением рамы и способами внедрения магматических расплавов. В пределах слоистых терригенных каменноугольно-пермских отложений образовывались преимущественно пластовые, часто ступенчатые интрузии различной мощности и протяженности, в вулканокластических образованиях преобладают неки и дайки неправильной или кольцевой формы, а в эффузивах – редкие линейные выдержанные по мощности дайки. Считающиеся наиболее ранними слабодифференцированные интрузии катангского комплекса формируют преимущественно Вилуйско-Котуйский пояс интрузий в пределах верхнепалеозойского подъяруса. Дайки и сложнопостроенные полукольцевые и конические дифференцированные интрузии оленёк-велингнинского комплекса также четко приурочены к Вилуйско-Котуйской зоне разломов. Менее распространенные тела кузьмовского и тычанского комплексов тяготеют к внутренним районам Тунгусской синеклизы.

Длительность этапа трактуется крайне неоднозначно. По фрагментарным изотопно-геохронологическим, а также палеомагнитным данным, вся платобазальтовая толща Среднесибирской области и комагматические интрузивные тела сформировались в течение интервала в 0,5–1,5 млн лет на рубеже перми и триаса (см. гл. «Стратиграфия»). Однако по палеонтологическим данным, указывающим на отнесение вулканогенных пород к четырем (по крайней мере) региональным биостратиграфическим горизонтам, а также полученным в последнее время датировкам отдельных интрузий в северной и западной частях Сибирской платформы [70, 399], магматизм продолжался не менее 5–10 млн лет, включая весь ранний и, возможно, средний и даже поздний триас. Однако для периферических частей траппового ареала, к которым относится и рассматриваемая территория, диапазон магматической активности явно был более кратковременным.

СРЕДНЕТРИАСОВО-РАННЕНЕОГЕНОВЫЙ МЕЗОЦИКЛ

Со среднего триаса, после прекращения вулканической деятельности, развитие территории происходило в континентальных условиях на фоне неравномерных прерывистых тектонических движений, сопровождавшихся денудацией нижнетриасовых, пермских и более древних отложений и формированием

поверхностей выравнивания, наиболее выраженными из которых являются поздне триасово-раннеюрская, дат-эоценовая и миоценовая [108]. Суммарная глубина эрозионного среза пермских отложений оценивается в 300–400 м. Наиболее глубокая эрозия имела место до позднего мела, на что указывает, в частности, соотношение объемов разновозрастных терригенных формаций, выполняющих Енисей-Хатангский прогиб. В дальнейшем территория представляла собой равнину с преобладанием процессов корообразования. Реликты меловых кор выветривания, в т. ч. латеритного типа, сохранились на сопредельных с востока и севера площадях [93, 289]. По-видимому, к меловому времени относится возрождение Муруктинской котловины, тектонический план которой определился во время раннетриасовой активизации [447]. В процессе размыва и переотложения продуктов кор выветривания в Муруктинском озере происходило накопление глинистых и алеврито-песчаных осадков.

ПОЗДНЕНЕОГЕНОВО-ГОЛОЦЕНОВЫЙ МЕЗОЦИКЛ

Начавшаяся в конце миоцена тектоническая активизация вызвала неравномерное поднятие территории, формирование расчлененного рельефа и современной глубоко врезанной речной сети, хотя новейший структурный план рассматриваемой части Сибирской платформы в общих чертах унаследован от предшествующего мезоцикла. Суммарные амплитуды неотектонического поднятия варьируют в пределах 100–450 м [94, 163]. Некоторое выравнивание территории и связанное с ним захоронение древних речных долин имело место в относительно короткое предпозднеплиоценовое время тектонического покоя.

Послеплиоценовая история развития состоит в чередовании ледниковых эпох и межледниковий, наиболее четко проявившихся в неоплейстоцене, и общем прогрессирующем похолодании климата, сохраняющимся до нашего времени. Сохранившиеся на рассматриваемой территории ледниковые отложения свидетельствуют о проявлении по крайней мере трех эпизодов наступления ледников: лебедского (таймуринская морена) (Q_{l6-8}), самаровского (аргасалинская морена) (Q_{114}) и тазовского (муруктинская морена) (Q_{116}), связанных с ледниковыми центрами, располагавшимися в пределах плато Путорана и на шельфе Карского моря. Оледенения имели преимущественно полупокровный, реже долинный характер. В восточной части территории они не проникали южнее долины р. Оленёк. Во время межледниковий в Муруктинской впадине происходило накопление озерных и озерно-аллювиальных осадков, а в долинах рек – аллювия. В конце муруктинского или начале каргинского времени произошло слияние южного и северного участков р. Мойеро, а в раннесартанское время – спуск Муруктинского озера в бассейн р. Хатанга [447]. С сартанского времени на всех реках в перигляциальной зоне исчезают локальные озерные бассейны и формируется аллювий.

Последовавшее незначительное потепление климата в начале позднего неоплейстоцена обусловило проявление термокарстовых процессов, особенно оживившихся в начале голоцена в период его термического оптимума. Неотектонический режим послеледникового времени выразился в проявлении

нии повсеместных дифференцированных поднятий, что привело на большей части территории к формированию эрозионно-денудационного рельефа. Современный облик речные долины приобрели в конце позднего плейстоцена – голоцене, когда были сформированы надпойменные и пойменные террасы.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследуемая территория расположена в пределах Среднесибирского плоскогорья (I) с абсолютными высотами 500–900 м, сложенного почти горизонтально залегающими осадочными породами, послыбно и согласно перемежающимися с пластами вулканогенно-осадочных пород. Плоскогорье расчленено на отдельные, преимущественно плосковершинные останцы, типа «столовых гор». Современный облик территории сформирован в результате интенсивных тектонических движений, оледенений и эрозионно-аккумулятивной работы рек. Существенное влияние на рельеф оказывают физическое (морозное) выветривание и денудационные процессы.

Совокупность всех этих факторов и различная степень их влияния позволяют выделить четыре геоморфологических района: Муруктинская равнина (I.1), Среднеолёнёкское низкое ступенчатое плато (I.2), Вилуйское высокое трапповое плато (I.3) и среднее лавовое плато Сыверма (I.4).

Муруктинская равнина (I.1) расположена в северо-западной части исследуемой территории. Поверхность представляет собой сильно заболоченную равнину, где чередуются озера, заболоченные участки и сравнительно низкие межозерные пространства. Абсолютные отметки равнины – 180–270 м. Превышение над уровнем р. Котуй, как правило, 30–35 м, максимальное – до 40 м. Равнина окружена платообразными возвышенностями с высотными отметками 400–600 м над уровнем моря.

Среднеолёнёкское низкое ступенчатое плато (I.2) выделяется в северо-восточной части территории. Сформировано на моноклинально залегающих карбонатных породах нижнего палеозоя, характеризуется незначительным распространением трапповых тел. Поверхность полого-холмистая, увалистая. Водораздельные увалы имеют относительную высоту 50–100 м. Интенсивность расчленения уменьшается по мере приближения к долине р. Оленёк. Ширина междуречий достигает 1–2 км. Долины рек слабо террасированы. Абсолютные отметки составляют 300–500 м. Относительные превышения над долинами рек – 100–200 м.

Вилуйское высокое трапповое плато (I.3) является наиболее приподнятой частью территории с максимальными отметками до 918 м, постепенно понижающимися к северо-западу. Плато сформировано на вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах триаса и карбонатных и терригенных породах палеозоя. Поверхность плато пологоволнистая, иногда почти плоская, определяется бронирующим эффектом прочных пород базитового комплекса

и обычно ограничивается крутыми структурно-денудационными уступами. Абсолютные высоты в пределах плато достигают 800 м.

Среднее лавовое плато Сыверма (L4) расположено в юго-западной части листа. Абсолютные высоты в пределах плато достигают 400–700 м, с отдельными поднятиями до 850 м. Плато сформировано на вулканогенных образованиях триаса. Рельеф характеризуется наличием многоступенчатых водораздельных возвышенностей, образованных на многослойной лавовой толще и туфах. В поверхность плато врезаны долины рек Ниж. Тунгуска, Корвунчана, Туру и их притоков, на склонах которых местами сохранился холмистый рельеф основной морены. На окраине плато хорошо выделяется пояс конечно-моренных образований с типичным холмисто-грядово-западинным рельефом, заболоченными котловинами подпрудных озер (р. Ленко, верховья р. Кананда) [384].

На территории листа выделены структурно-денудационная, денудационная и аккумулятивная группы рельефа.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Структурно-денудационная группа

Структурно-денудационная группа рельефа развита на большей части территории листа в пределах плато Сыверма, Вилуйского и Среднеоленёкского плато. К группе отнесены поверхности, сформированные в результате длительной препарировки вулканогенных образований триаса и осадочных палеозойских толщ. Рассматриваемые поверхности отделены друг от друга, а также от расположенных ниже аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных уровней склонами, которые занимают до 40 % площади.

Пологоволнистые поверхности выравнивания, созданные комплексной денудацией (K-Q) (1). Сохранились в виде изолированных останцов, часто ограниченных скальными обрывами и уступами высотой до 50 м (абсолютные высоты – 500–800 м), и приурочены к крупным междуречьям. Наибольшие абсолютные отметки встречаются в пределах плато Сыверма и Вилуйского, в зонах развития триасовых траппов. В зависимости от слагающих плато пород меняется характер поверхности: на осадочных – преимущественно пологоволнистый, на вулканогенных – до плоского. На этих поверхностях часто встречаются прекрасно окатанные гальки кварцитов, кварца, кремней, роговиков и других прочных пород, что свидетельствует о процессах выравнивания и длительности последующего преобразования, когда менее прочные трапповые гальки успели разрушиться. По-видимому, здесь присутствуют остатки наиболее древней мезозойской (меловой?) выровненной поверхности, сохранившейся благодаря сравнительной прочности траппов [43]. В квартере эти поверхности были существенно модифицированы процессами альтипланиации и экзарационной деятельности ледников.

Полого-холмистое расчлененное плато на триасовых вулканогенных породах, обработанных ледником (N-Q) (2). Плато занимает южную и центральную части исследуемого района в пределах плато Сыверма и Вилуйского, сформировано на вулканогенных образованиях триаса. В строении рельефа

четко проявляется связь его морфологии с субстратом. Глубина расчленения рельефа не превышает 40–50 м. Отдельные холмы имеют пологие (до 5°) склоны и широкие основания.

Полого-холмистое ступенчатое плато на палеозойских породах, обработанных ледником (N-Q) (3). Занимает северную, наименее возвышенную часть Вилюйского плато и полностью Среднеоленёкское плато. Плато сложено карбонатными и терригенными породами палеозоя. Благодаря моноклиальному залеганию карбонатных пород борта долин имеют характерный ступенчатый профиль. Поверхность плато полого понижается к днищам рек, образуя четкую бровку. Тыловой шов обычно закрыт делювиально-солифлюкционными образованиями.

Денудационная группа

Крутые склоны речных долин, созданные эрозией и переработанные склоновыми процессами (N-Q) (4). Крутые склоны формировались в результате положительных неотектонических движений, начиная с неогена. Долины узкие, глубоко врезаемые (реки Мойеро, Ниж. Тунгуска и др.), каньонообразные, с очень крутыми, часто отвесными скалистыми склонами и слабовыраженными узкими днищами. Поверхности таких склонов обычно слабоогнутые, реже выпуклые, покрыты мелкоглыбовыми и щебнистыми осыпями, прорезаны глубоковрезанными распадками. В силу избирательной денудации на крутых склонах образуются столбообразные останцы высотой до 15 м. Продольный профиль долин крутой, невыработанный, реки изобилуют крупными перекатами, порогами. Главная роль в формировании рельефа описываемого типа принадлежит эрозии, в меньшей мере – избирательной денудации.

Крутые обвальнo-осыпные склоны (N-Q) (5). Они, как правило, развиты на приводораздельных участках, образуя уступы до 100 м, и приурочены к локально поднимающимся участкам территории. Склоны имеют ступенчато-выпуклый (на траппах) поперечный профиль и протяженность от 100 м до 3 км. Ниже они обычно переходят в склоны средней крутизны.

Делювиально-солифлюкционные склоны средней крутизны и пологие (N-Q) (6). Склоны с преобладанием делювиально-солифлюкционных процессов широко развиты по площади. Это наиболее длинные (до 25 км) склоны. Для них характерно обилие деллей, солифлюкционных террас, пролювиально-делювиальных конусов, на отдельных участках курумов.

Аккумулятивная группа

Аккумулятивный рельеф на исследованной территории развит повсеместно и подразделяется в зависимости от преобладания того или иного рельефообразующего фактора. Возраст рельефа определяется возрастом слагающих его отложений.

Комплекс долинных пойменных и надпойменных террас с отн. выс. до 30 м (Q_{III-H}) (7). Аллювиальные аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы включают поздненеоплейстоцен-голоценовый комплекс: пойму, I, II и III надпойменные террасы.

Пойма развита в долинах почти всех рек, причем в долинах крупных водотоков отчетливо видны уровни низкой и высокой пойм. Все современные речные долины можно отнести к двум типам: первый – глубоковрезанные террасированные долины крупных рек (Мойеро, Оленёк, Виллой и др.), второй – относительно слабоврезанные долины малых рек.

Первая надпойменная терраса пользуется в пределах района широким развитием, встречаясь практически повсеместно в долинах всех рек. Ее высота – от 2–3 до 10 м. Терраса обычно имеет четкую бровку и хорошо выраженный тыловой шов. Поверхность ее субгоризонтальная, слегка наклонена в сторону реки. В долине р. Мойеро высота этой террасы колеблется от 4,5 до 5,5 м, ширина иногда достигает 1,5 км.

Вторая надпойменная терраса, аккумулятивная и эрозионно-аккумулятивная высотой 12–15 м распространена только по крупным рекам района. Терраса неширокая, со слабовыраженным тыловым швом, большей частью затушеванным солифлюкционными шлейфами, и наклоненной к реке поверхностью.

Третья надпойменная терраса аккумулятивная и эрозионно-аккумулятивная высотой 25–30 м имеет ограниченное распространение и встречается только в долинах рек Виллой, Пирда, Ейка, Ниж. Тунгуска. Поверхность террас обычно наклонена к реке, бровки замытые. Тыловой шов часто перекрыт делювиально-солифлюкционными образованиями. Ширина поверхности – до 2 км.

Зандровые пологонаклонные поверхности (Q_{I-II}) (8) сформированы флювиогляциальными потоками перед фронтом морены и приурочены к долинам крупных рек. Протягиваются длинными (до 50 км) и узкими полосами (2–6 км) вдоль направления гидросети. Иногда сток вод происходил по долинам и ложбинам прорыва, ложбинам маргинальных каналов, и аккумуляция происходила за краем ледника [296].

Ледниково-озерная холмисто-западинная равнина (Q_{II}) (9). Во внутренней части моренных амфитеатров и между валами конечных морен, а также на всхолмленной поверхности основной морены имеются участки западинного рельефа, связанного с озерными накоплениями. Ледниково-озерная поверхность ровная, заболоченная. Наиболее глубокие понижения являются котловинами ледниковых озер.

Озерная плоская террасированная равнина (Q_{II-III}) (10) выделяется в северо-западной части листа, в пределах Муруктинской котловины, в центральной части, в районе озер Сурингда и Неконгдакон, а также в верховьях р. Мойерокан. Равнина сложена озерными осадками.

В пределах Муруктинской котловины прослеживается четыре уровня с абсолютными отметками 250–260, 230–240, 220 и 210 м [447]. Ширина отдельных уровней достигает 10–15 км. Они отделены друг от друга невысокими уступами (1–2 м), иногда слабовыраженными [447]. Относительные колебания высот на равнине составляют не более 10–15 м. Для равнины характерно обилие термокарстовых озер и сильная заболоченность.

В районе оз. Сурингда равнина представляет собой совершенно плоскую поверхность с многочисленными, интенсивно петляющими и почти не врезанными водотоками. Верховья долин расширены до 3–4 км и сильно заболочены.

Днище котловины, расположенное на абсолютной высоте 380–500 м, в основном выположено, но внутри него имеются также останцы траппов абсолютной высотой в 600–700 м. Современный морфогенез в этой котловине в основном обусловлен воздействием флювиальных, мерзлотных и озерных процессов, среди которых доминирует боковая эрозия рек, аккумуляция аллювиальных и озерных осадков, а также термокарст, формирование бугров пучения и заболачивание территории [29].

Слабоволнистые болотно-озерные поверхности (Q_{III-H}) (11) развиты по всей территории. Болотно-озерные отложения заполняют блюдобразные и неправильной формы депрессии в элювиально-десерпционных, элювиальных и солифлюкционных, аллювиальных, ледниковых отложениях. Поверхность слабовогнутая, как правило, сильно заболоченная, разбита морозобойными трещинами, изобилует термокарстовыми воронками и буграми пучения.

Холмисто-западинная равнина на ледниковых образованиях таймуринского оледенения (Q_I) (12) имеет локальное распространение в юго-восточной части территории листа. Холмы имеют высоту от 2–3 до 5–10 м, нечеткие замытые очертания. Они разделены западинами диаметром до 20–50 м. Многие понижения заняты зарастающими болотами и озерами. Часто встречаются термокарстовые воронки, образование которых связано с вытаяванием линз погребенного льда.

Холмисто-западинная равнина на ледниковых образованиях аргасалинского оледенения (Q_{II}) (13). Наибольшим распространением пользуется равнинный рельеф основной морены на абсолютных высотах 250–450 м. Равнина с невысокими грядами (до 3–4 м), частично заболоченная. На поверхности ее местами сохранились развалы валунов. Покров этих отложений преимущественно маломощен и занимает пространства междуречий и склонов.

Краевые образования аргасалинской морены прослеживаются в юго-восточной части листа. В бассейне р. Оленёк гряды дугообразно изогнуты в южном направлении. В бассейне р. Арга-Сала краевые формы представлены пологосклонными грядами высотой до 10 м. На юге территории по водоразделу рек Ленко и Кананда протягиваются валы конечных и боковых морен. Между валами морен и склонами водоразделов сохранились ложбины. Высота валов колеблется от 10–15 до 20–50 м, склоны пологие. Вершины плоские с термокарстовыми западинами.

Краевые образования не протягиваются сплошной полосой, что, вероятно, связано с малой мощностью края ледника и его усиленной абляцией и последующим размывом [296].

Холмисто-западинная равнина на ледниковых образованиях муруктинского оледенения (Q_{II}) (14), сформировавшаяся при активной ареальной, реже фронтальной дегляциации, пространственно связана с краевыми ледниковыми образованиями. Сочетание мелких пологосклонных холмов, волн, бугров с плавными понижениями между ними, а также участие термокарстового микрорельефа составляют характерный и довольно однообразный облик рельефа [447].

Холмисто-грядовая ледниковая равнина муруктинского оледенения (Q_{II}) (15). Развита в зонах развития конечно-моренного рельефа. Абсолютные отметки – от 180–200 до 400–500 м. Конечно-моренный рельеф характеризуется

широким развитием относительно высоких холмов и гряд, вытянутых в большинстве случаев в субмеридиональном направлении, параллельно простираению конечно-моренных поясов. Гряды и холмы имеют ширину 5–15 км, крутые склоны и превышения над днищами межгрядовых котловин до 20–50 м. Понижения между ними заняты глубокими, часто с неправильными очертаниями в плане озерными котловинами.

Камовый рельеф приурочен к локально поднимающимся участкам. Здесь выделяются плосковершинные камовые плато высотой до 70 м и площадью 10–25 км² и более. Часто на поверхности камовых плато наблюдаются флювио- и лимноозы, моренные грядки, насыпные холмы (1–3 м). Образование этих форм связано как с открытыми проталинами и трещинами, так и с туннельными полостями подо льдом. Камовые плато, бронированные галечниками, имеют крутые склоны ледникового генезиса. Котловины ложа мертвых льдов либо заболочены, либо заняты озерами. Обычно на участках распространения форм мертвого льда наблюдается большое количество тектонических трещин. Вероятно, формирование вышеописанных форм происходило в условиях дробления и распада еще мощного ледника на отдельные «мертвые» глыбы [447].

К западу от р. Мойеро около оз. Еромо наблюдается холмистый рельеф, состоящий из пологих округлых холмов, расположенных то беспорядочно, то ориентированных в меридиональном направлении. Относительные превышения холмов над озерами около 1–25 м, в среднем – 10–20 м.

История развития рельефа

Формирование современного рельефа предопределено длительной предшествующей геологической историей. В целом пространственное размещение и морфология основных элементов отражают основные черты докайнозойского гетерогенного строения территории [164]. Одним из главных этапов геологической истории, оказавшим влияние на развитие структурного плана территории, был этап мезозойской активизации (J–K₁). Созданный в эту эпоху горный рельеф подвергся во второй половине мела и в палеогене пенеппенизации. Возможно, с конца олигоцена начал формироваться рельеф большей части эрозионно-денудационных плато территории листа за счет расчленения верхнемеловых–палеогеновых поверхностей выравнивания.

В четвертичное время территория подвергалась многократным оледенениям. Распространение ледников происходило с плато Пудорана и Анабарского щита. Границы распространения ледниковых масс от таймурина до муркутинского оледенений последовательно смещались к северо-западу.

В раннем неоплейстоцене, в лебедское время, территория листа была практически полностью перекрыта таймуриным ледником, за исключением юго-восточной части. С раннеоплейстоценовым оледенением связывают появление многолетней мерзлоты.

В среднем неоплейстоцене территория дважды подверглась оледенению. В самаровское время аргасалинский ледник также почти полностью перекрывал территорию листа. За фронтом ледника, в зависимости от рельефа, формировались долинныи зандры или подпрудные бассейны. В тазовское время

муруктинское оледенение было развито только на северо-западе территории. Сток ледниковых вод осуществлялся через систему рек Оленёк и Вилюй.

В позднем неоплейстоцене после деградации ледника происходило гляцио-изостатическое поднятие территории. Наиболее теплым и влажным было казанцевское межледниковье, когда произрастала темнохвойная тайга (сосна, ель, реже пихта и кедр). Началось накопление озерных осадков, а в долинах рек – аллювия. Торфонакопление отмечено в казанцевское и каргинское время. На площади листа происходила активизация склоновых процессов.

В голоцене продолжается интенсивное поднятие территории, усиленно проявляется эрозионная деятельность. В основном формируются аллювиальные комплексы низкой и высокой пойм. Происходит накопление озерных и болотных отложений на сравнительно небольших площадях. Продолжается накопление склоновых образований, связанное с процессами денудации.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа расположена в пределах Сибирской платформы, в основном охватывая северо-восточную часть Тунгусской синеклизы на границе ее с Анабарской антеклизой. На этой территории встречены проявления некоторых видов полезных ископаемых, характерных для этого фрагмента Сибирской платформы. Распределение их на площади неравномерно и связано со спецификой геологического строения конкретных участков площади листа.

В целом набор видов твердых полезных ископаемых относительно небогатый, крупных значимых объектов на территории листа не выявлено. С учетом проведенных ранее геологосъемочных и поисковых работ, а также инфраструктурных особенностей территории, перспективы их обнаружения выглядят незначительными, по крайней мере неопределенными.

В результате сбора всех фондовых материалов и их анализа на карту полезных ископаемых вынесен 191 объект 20 видов твердых полезных ископаемых. Они распределены следующим образом. Как месторождения показаны только стройматериалы: глины кирпичные – 6 объектов, основные породы – 6, известняки – 4. Горючие твердые полезные ископаемые представлены каменным углем – 32 проявления. Металлические полезные ископаемые представлены железом – 5 проявлений и 2 пункта минерализации, медью и никелем – 43 пункта минерализации, свинцом – 2 пункта минерализации, цинком – 5 пунктов минерализации, алюминием – 2 проявления, ураном – 1 проявление. Неметаллические полезные ископаемые представлены оптическим кальцитом – 13 проявлений и 21 пункт минерализации, апатитом – 1 проявление, фосфоритом – 5 проявлений, целестином – 2 пункта минерализации, гипсом – 11 проявлений, диатомитами – 7 проявлений, алмазами – 16 проявлений, поделочными камнями (аметисты, халцедоны, яшмоиды) – 7 проявлений.

Кроме того, на карту полезных ископаемых вынесены 24 геофизические (магнитные) аномалии, из них 3 – железорудной природы, 21 – трубчатого типа (возможно кимберлитовой природы). На карте также отображены 16 шлиховых ореолов сфалерита, галенита, халькопирита, пирропа, пикроильменита, фосфорита и 86 отдельных шлиховых точек этих минералов, а также и золота. По результатам отдельных геохимических исследований на карту вынесены 13 геохимических ореолов меди, никеля, цинка и кобальта. Дополнительно показаны 6 точечных геохимических аномалии бария, стронция и марганца.

Несмотря на наличие всей этой информации, перспективы территории в отношении полезных ископаемых на настоящем этапе рассматриваются как неблагоприятные. В основном они могут быть связаны с нефтью и газом, что будет рассмотрено в отдельном разделе гл. «Закономерности...». Из твердых полезных ископаемых некоторые перспективы могут рассматриваться для алмазов и исландского шпата, а также (при развитии инфраструктуры территории) для каменного угля. Другие виды полезных ископаемых по своим качественным и количественным параметрам не выходят за ранг мелких проявлений и пунктов минерализации и в ближайшее время вряд ли будут переоцениваться.

Следует отметить, что на территорию листа ранее были составлены две карты полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000. Первая карта была подготовлена И. Ф. Белостоцкой и другими под редакцией Т. Н. Спижарского и издана в 1959 г. до проведения геологических съемок масштаба 1 : 200 000. Сведения по полезным ископаемым приведены по состоянию на 1 декабря 1958 г. На данную карту уже были вынесены 3 вида полезных ископаемых: каменный уголь, исландский шпат и алмазы, отдельные точки находок которых рассматривались как россыпи.

Вторая карта (совместно с листом Q-49) в рамках подготовки карт масштаба 1 : 1 000 000 новой серии была составлена В. Б. Обуховым под редакцией Л. М. Натапова в 1985 г. и издана в 1991 г. Сведения по полезным ископаемым приведены по состоянию на 1 января 1985 г. В ней уже были использованы данные по геологическим съемкам масштаба 1 : 200 000, проведенных, к сожалению, не на всей территории листа, а также использованы данные по поисковым работам на медно-никелевые руды и исландский шпат. После издания этой карты никаких работ на территории листа не велось, за исключением одного объекта по поискам алмазов и одной работы на исландский шпат. Изданные позднее на часть листов карты масштаба 1 : 200 000 составлялись камеральным путем по ранее проведенным полевым работам 1960–1980-х гг. (ГГС-200) и новой информации практически не дали.

Таким образом, представленный вариант карты полезных ископаемых по сравнению с картой 1991 г. издания по фактологической основе отличается незначительно, однако он имеет принципиальные отличия, заключающиеся в следующем.

1. Многие объекты, показанные на карте новой серии (1991 г.), никак не охарактеризованы в тексте, а ссылки на литературные источники в указателе либо не подтверждаются, либо отсутствуют. Учитывая эти обстоятельства, а также то, что ГК-1000/3 нового поколения должна содержать полноценную информацию о показанных на карте полезных ископаемых объектах, тем более с обязательным требованием создания баз данных, пришлось провести большую работу по разбраковке исходных данных по литературным источникам.

2. Приведена типизация рудных объектов по рудноформационным и генетическим признакам, отраженная в легенде карты.

3. Проведена разбраковка объектов в соответствии с требованиями достоверности их первичным источникам.

4. Показаны (в небольшом объеме) те объекты, на которых проведены работы после издания карты 1991 г.

5. Карта составлена в соответствии с требованиями представления ее в электронной форме в формате ГИС.

6. Карта сопровождается электронной базой данных.

7. Наряду с картой полезных ископаемых составлена также карта закономерностей размещения полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000.

На карте полезных ископаемых и представленной впервые на данный лист карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых отражены объекты минерагенического районирования в количестве пяти минерагенических областей и бассейнов, а также восьми минерагенических районов и одного минерагенического узла. При минерагеническом районировании территории листа использована Легенда Анабаро-Вилуйской серии и карта полезных ископаемых (новая серия, 1991). Представленное районирование отличается от схем районирования в этих источниках, о чем подробнее будет сказано в следующем разделе объяснительной записки.

В целом данная карта отражает все сведения по полезным ископаемым по состоянию на 01.01.2021 г.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Проявления каменного угля на территории листа Q-48 расположены в пределах северной части Тунгусского каменноугольного среднекаменноугольно-пермского бассейна и на данной площади приурочены преимущественно к пермским отложениям. Всего на площади листа показано 32 проявления. Все они относятся к каменноугольной формации осадочного (биохимического) генетического типа. Ниже описаны некоторые проявления, расположенные в пределах Хойринского и Улахан-Вавского каменноугольных прогнозируемых районов, для которых оценены прогнозные ресурсы. Остальные проявления описаны в прилагаемой базе данных.

В пределах Хойринского прогнозируемого района выявлено 12 проявлений, приуроченных к отложениям гагарьеостровской свиты. Они расположены в долинах рек Хойро (Ш-1-18, Ш-2-4, Ш-2-5), Мойеро (Ш-1-7, Ш-1-11, Ш-1-12, Ш-1-14), Гонгдакан (Ш-1-3, Ш-1-4) и Ихэленгда (Ш-2-6, Ш-2-7, Ш-2-8).

Проявление река Гонгдакан 2 (Ш-1-4) расположено на левом притоке р. Гонгдакан в 6,6 км по прямой от устья ручья. Здесь в отложениях гагарьеостровской свиты (P_{3gg}) скважиной в интервале 50,2–58,1 м вскрыты четыре угольных пласта общей мощностью 3,7 м, приуроченных к породам нижней алевролит-аргиллитовой пачки.

Два нижних пласта (1,3 и 0,3 м) разделены мелкозернистыми песчаниками (0,4 м) с прослоями углистого материала. В подошве нижнего пласта и в кровле верхнего залегают аргиллиты. Угли блестящие, полублестящие, реже полуматовые. Возможно, что они слагают единый пласт сложного строения. Каменные угли третьего снизу пласта (0,8 м) полублестящие, подстилаются и перекрываются углистыми породами (аргиллиты и алевролиты). В подошве

верхнего пласта (1,3 м) залегают углистые песчаники, в кровле – алевролиты. Угли полублестящие с прослоями блестящих, матовых и полуматовых.

Угли отнесены к группе газовых среднеметаморфизованных. По результатам технического анализа угли скважины малозольные и малосернистые (%): $W^a - 1,9-2,6$, $A^c - 5,9-22,2$, $S - 0,4-0,6$ [237, 447].

Проявление река Мойеро 3 (Ш-1-7) расположено в 2 км к северу от оз. Аян и приурочено к гагарьеостровской свите. Здесь непосредственно под уступом базальтов туончанской свиты наблюдались сплошные высыпки черных углистых алевролитов и углей, прослеженные на расстояние 250 м. Угленосные породы вскрыты несколькими канавами и шурфом. Горными работами установлено, что здесь залегает пласт видимой мощностью 1 м (подошва не вскрыта) углей матовых, полуматовых и полублестящих. Угли клареновые штриховатые, реже тонкополосчатые, с прослойками дюрено-клареновых, малозольные и малосернистые, газовой степени метаморфизма [447].

Проявление река Хойро 2 (Ш-2-5) расположено в 13 км от устья одноименной реки. Здесь в отложениях гагарьеостровской свиты скважиной вскрыто шесть угольных пластов мощностью от 0,1 до 3,8 м. Суммарная мощность составляет 11,8 м. Два наиболее мощных пласта залегают в породах нижней, алевролито-аргиллитовой, пачки. Каменные угли первого снизу пласта (3,8 м) полублестящие ($W^a - 2,2\%$, $A^c - 21,8\%$, $S - 0,6\%$), участками блестящие, с редкими прослоями (1–2 см) черных углистых аргиллитов, подстилаются и перекрываются алевролитами с углефицированным растительным детритом. Залегающий выше пласт суммарной мощностью 5,0 м имеет сложное строение, включает три прослоя (0,05–0,5 м) углистых аргиллитов; последние также залегают в его подошве и кровле. В нижней части пласта (2,75 м) угли матовые и полуматовые, с прослоями полублестящих и блестящих, а в верхней части – полублестящие и блестящие.

Два угольных пласта (0,6 и 2,0 м) приурочены к средней, существенно песчаниковой, пачке. В подошве нижнего из них и в кровле верхнего залегают углистые аргиллиты, между собой пласты разделены мелкозернистыми песчаниками (2,5 м). Угли этих пластов матовые и полуматовые полосчатые, с прослоями полублестящих и блестящих ($W^a - 1,8\%$, $A^c - 8,5\%$, $S - 0,4\%$).

В верхней части разреза скважины в аргиллито-туффито-песчаниковой пачке содержатся два маломощных угольных пласта. Угли нижнего (0,1 м) – полублестящие, участками блестящие ($W^a - 1,0\%$, $A^c - 10,6\%$, $S - 0,5\%$); верхнего (0,3 м) – полублестящие и блестящие, реже полуматовые и матовые. Непосредственно над скважиной на высоте около 4 м в углистых аргиллитах залегает линзовидный пласт (до 0,3 м) блестящих углей неясноштриховатых.

Детальное исследование углей из скважины показало, что они характеризуются большой неоднородностью петрографического состава. Среди описанных углей матовые составляют 40 %, полублестящие – 34 %, полуматовые – 23 %, углистые породы – 3 %. В группе матовых углей выделены штриховатые малозольные, крупные скопления линз фюзена и матовые зольные. В группе полублестящих углей – неясноштриховатые, штриховатые, полосчатые и линзовиднополосчатые. Характерной особенностью углей этой скважины является резкое преобладание штриховатых структур. По результатам

технологического анализа угли в основном мало-, реже – среднезольные и малосернистые. Они отнесены к группе газовых высокометаморфизованных [237, 447].

Ввиду сложных горно-технических условий большая часть проявлений, выявленных на территории листа Q-48-XIII, XIV, не вскрыта горными выработками, что не дало возможности оценить мощности и характер распространения угольных пластов, однако не исключено, что среди них могут оказаться и достаточно устойчивые по площади пласты рабочей мощности [447].

В пределах Улахан-Вавского прогнозируемого района выявлено пять проявлений.

Проявление река Улахан-Вава 3 (V-6-7) расположено на правом берегу р. Улахан-Вава в 3,6 км юго-западнее устья р. Хайм и приурочено к дегалинской свите, выходы которой наблюдаются в бечевнике и в цоколе террасы. Расчистками вскрыто восемь пластов каменного угля, разделенных тонкослоистыми алевролитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Пласты прослежены по простиранию на 40 м в пределах обнажения.

Пласт 1 мощностью 0,2 м лежит в 0,6 м от уреза воды и сложен полублестящим крепким тяжелым углем с натеками окисного железа на плоскостях отдельности. Уголь клареновый, состоящий из слабопористого витринита с большим количеством глинистой примеси. Общая зольность угля – 40 %, степень метаморфизма – коксовая.

Пласт 2 мощностью 1,5 м расположен в 0,7 м над первым. Уголь слоистый: клареновый блестящий и дюрено-клареновый полублестящий, также встречаются прослойки углистого алевролита. Клареновый уголь хрупкий, разбитый густой сетью кливажа. Он состоит (в %) из витринита – 88, семифюзинита – 4, фюзинита – 8. Степень метаморфизма – коксовая.

Пласт 3 мощностью 0,15 м находится на 0,4 м выше второго. Уголь матовый, кларено-дюреновый, состоит (в %) из витринита – 60, семифюзинита – 30, фюзинита – 10. Степень метаморфизма – коксовая.

Пласт 4 мощностью 0,15–0,2 м залегает на 0,4 м выше третьего. Уголь клареновый блестящий, неяснотонкополосчатый, сильно минерализованный по трещинам кальцитом и пленками окисного железа. Витринит неравномерно пористый с единичными частичками фюзинито-аттрита. Степень метаморфизма – коксовая.

Пласт 5 мощностью 0,7 м находится на 0,2 м выше четвертого. Нижняя часть пласта (0,4–0,5 м) представлена углем дюрено-кларенового типа, полублестящим, трещиноватым, с большим количеством прожилков кальцита и пленок окисного железа. Верхняя часть пласта (0,2–0,3 м) сложена углем резко отличного типа, по внешнему виду похожим на кеннель или уголь смешанного сапропелево-гумусового состава. Он имеет полуматовый блеск и полураковистый излом. Петрографический тип угля – кларено-дюреновый, мелкоаттритовый, однородный, приближающийся к дюрену с большим количеством бесструктурных частичек аттрита и зерен кварца. Уголь состоит (в %) из витринита – 45, семифюзинита – 35, фюзинита – 20. Видимые липоидные компоненты составляют не более 1 %. Степень метаморфизма – коксовая.

Пласт 6 мощностью 0,2 м залегает на 2,4 м выше пятого. Уголь клареновый, полублестящий, состоит из витрена и кларена, в котором рассеян фюзинито- и семифюзинито-аттрит. Степень метаморфизма угля – жирная.

Пласт 7 мощностью 2,2 м находится на 2,4 м выше шестого и пласт 8 видимой мощностью 1,5 м расположен в 0,2 м над седьмым. Уголь этих пластов черный полублестящий хрупкий, в основном дюрено-клареновый с прослойками кларено-дюренового. Степень метаморфизма – жирная [119].

Проявление река Улахан-Вава 4 (V-6-4) расположено на правом склоне долины р. Улахан-Вава в 3,4 км к юго-западу от устья р. Хайм. Оно представлено тремя пластами каменного угля, вскрытыми скважиной в верхней части разреза дегалинской свиты. Верхний пласт (0,5 м) в интервале 22,3–22,8 м сложен легким матовым углем; средний пласт (2 м) в интервале 25,5–27,5 м содержит прослойки (0,5–1 см) углистых алевролитов; третий пласт (0,5 м) обнаружен в интервале 43,0–43,5 м.

Качественная характеристика углей по пробам из двух пластов (в %): W^a – 1,7–3,0, A^c – 7,5–11,9, $S_{общ}$ – 0,6–0,8. Теплотворная способность – 7482–8111 ккал/кг. Характер спекания – порошок [119, 446].

Проявление река Хайм 1 (V-6-5) расположено на правом берегу р. Хайм в 2,1 км от ее устья. Оно представлено двумя пластами каменного угля в верхней части дегалинской свиты. Нижний пласт мощностью около 2 м сложен блестящим и полублестящим углем, верхний мощностью 1,2–1,5 м, залегающий в 8 м выше, представлен матовым углем. Пласты прослежены по простиранию на 10–12 м, далее они погружаются под урез воды [119].

Описанные выше три проявления в бассейне р. Улахан-Вава вблизи устья р. Хайм, расположенные поблизости друг от друга, содержат как минимум два пласта мощностью не менее 1,5 м. Исходя из предполагаемой площади близповерхностного (не глубже 50 м) распространения угленосных отложений в 20 км² и суммарной мощности пластов в 3 м, прогнозные ресурсы категории R_3 каменного угля на этом участке оценены примерно в 100 млн т [119].

Проявление река Майыкта-Сене (VI-6-1) расположено на левом берегу р. Майыкта-Сене в ее верхнем течении и представлено пластом каменного угля мощностью более 2,5 м и видимой протяженностью, вскрытой горными выработками, более 8 м. В почве пласта залегают светло-серые полимиктовые песчаники боруллойской свиты, сверху пласт частично размыт и перекрыт аллювием террасы. Уголь черный блестящий, интенсивно выветрелый, отошенно-спекающийся. Технический анализ угля (%): W^a – 2,1, A^c – 18,6, V^r – 18,1, S^c – 1,1, теплотворная способность – 8189 ккал/кг. Элементный состав (%): C^r – 86,19, H^r – 4,38, O^r – 2,0. Уголь обладает высокой калорийностью и может быть использован как энергетическое топливо. Однако в целом проявление малоперспективно из-за ограниченного распространения в тектоническом блоке [279, 435].

Проявление река Улахан-Вава 1 (VI-6-3) расположено на левом берегу р. Улахан-Вава в 2 км ниже устья р. Эрбукан и представлено полуметровым угольным пластом протяженностью около 10 м, который залегает на высоте 14–16 м над урезом воды в тектоническом блоке среди серых алевролитов боруллойской свиты. Уголь черный матовый. Технический анализ угля (%): W^a – 7,9, A^c – 10,0, V^r – 46,7, S^c – 0,7, теплотворная способность – 6921 ккал/кг.

Элементный состав (%): $C^r - 72,67$, $H^r - 4,68$, $O^r - 1,5$. Ниже данного пласта отмечается широкая (1,4–1,6 м) зона кирпично-красных алевролитов и пестроокрашенных гореликов, указывающих на существование когда-то довольно мощного угольного пласта, впоследствии выгоревшего. На глубине (вне тектонического блока) этот пласт, по всей вероятности, сохранился [279, 435].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. В пределах листа выявлено 5 проявлений, 2 пункта минерализации железа, а также 3 магнитных аномалии железорудной природы. Шесть коренных объектов относятся к магнезиоферритовой формации гидротермального (скарнового) генетического типа, один – к апатит-магнетитовой формации магматического типа.

Четыре проявления скарнового типа расположены в центральной части листа на водоразделе верховий рек Мойеро и Верх. Виллойкан и образуют Мойеринский железорудный раннетриасовый прогнозируемый район. В пределах данного района выявлены также три локальные магнитные аномалии высокой интенсивности, весьма вероятно, железорудной природы. Сведения по двум пунктам минерализации этого же генетического типа, расположенным за пределами рудного района, даны в прилагаемой базе данных.

Проявление Олба (Ш-4-2) расположено в верховье правого притока р. Олба в 6 км южнее вершины с отметкой 872 м. Здесь зафиксирована изометричная в плане аэромагнитная аномалия с интенсивностью в эпицентре 13 мЭ. Проведена наземная магнитная съемка на площади около 1 км² по сети 100–200 × 50 м, которая сопровождалась горными работами, литохимическим и шлиховым опробованием делювиально-элювиальных образований.

Обнаженность участка, приуроченного к плоской поверхности рельефа, плохая. Коренные выходы отсутствуют, участок сильно залесен, закрыт делювиально-элювиальными суглинками. Он сложен карбонатными породами курейской свиты (D_1kr), прорванными раннетриасовыми интрузиями долеритов. Рудное тело приурочено к блоку известняков, залегающих почти горизонтально. Рамой блока служат мелко-среднезернистые долериты, образующие, судя по наблюдениям в развалах, тела сложной морфологии.

Известняки изменены в различной степени. Интенсивность изменений зонально возрастает от периферии блока к его центральным частям. Внешняя зона (до 400 м) сложена неизменными или слабоаморфизованными известняками, в южной части – слабопиритизированными. Она сменяется средней зоной (20–300 м) измененных пород, представленных кварц-кальцитовыми, турмалин-кварц-кальцитовыми и редко турмалин-кальцитовыми разностями. Содержание турмалина в отдельных случаях достигает 20–30 %, изредка отмечается апатит (до 1 %). Породы обычно содержат вкрапленность магнетита или гематита (2–3 %, редко – 4–5 %). Внутренняя зона (600–800 м) сложена гранат-кальцитовым скарном с реликтами пород внешних зон. Гранат представлен зеленым гроссуляром, его содержание в породе изменяется от первых

до 60 %. В составе скарнов отмечаются также кварц (до 10 %), турмалин (до 6–7 %), диопсид (до 3 %) и рудные минералы (от 1–2 до 60–70 %).

Рудное тело выполняет центральную часть блока измененных и скарнированных карбонатных пород, имеет в плане неправильную подковообразную форму и площадь около 113 тыс. м². Северная граница рудного тела смещена на 150–200 м к северу от контура магнитовозмущающего объекта с напряженностью магнитного поля от 50 до 150 мЭ. При интерпретации геофизических данных установлено, что нижняя кромка рудного тела залегает на глубине не менее 100 м. Сопоставляя срезы рудного тела на поверхности и на глубине, можно считать, что оно имеет штокообразную форму и полого падает в южном направлении.

По вещественному составу можно выделить две основные разновидности руд: магнетит-гематитовые и мартит-гематитовые.

Магнетит-гематитовые руды распространены в основном в южной половине рудного тела. Среднее содержание магнетита и гематита в породе составляет 60–65 %. Текстура руд главным образом массивная сплошная, вкрапленная, участками полосчатая и (крайне редко) прожилково-вкрапленная. Структура руд мелко-среднезернистая идиоморфная, местами ксеноморфная, характерна общая тенденция замещения магнетита мартитом.

Мартит-гематитовые руды слагают северную половину рудного тела. По своему текстурно-структурному облику они в общем аналогичны магнетит-гематитовым рудам, но имеют и свои особенности. Рудный минерал представлен здесь в основном гематитом, в меньшей мере – мартитом с реликтами магнетита. Среднее содержание рудных минералов не превышает 55 %. Основной фон составляют руды вкрапленной и полосчатой текстуры. Рудная зональность, характерная для южной половины рудного тела, отсутствует.

По данным химического анализа штучных проб, в магнетит-гематитовых рудах содержание составляет (%): Fe₂O₃ + FeO – 27,89–80,30, SiO₂ – 3,67–14,70, SO₃ – 0,01–0,11, P₂O₅ – 0,09–1,74; в мартит-гематитовых рудах: Fe₂O₃ + FeO – 29,48–55,42, SiO₂ – 14,43–22,99, SO₃ – 0,02–0,47, P₂O₅ – 0,07–0,53. В целом для руд характерны невысокие содержания вредных примесей SO₃ и P₂O₅ и довольно высокое среднее содержание оксидов железа. Спектральным анализом в отдельных пробах установлены повышенные содержания (%) меди – 0,01, никеля – 0,01, цинка – 0,01–0,07, кобальта – 0,07, титана – 0,5–0,7, ванадия – 0,01, иттрия – 0,015 [447].

Прогнозные ресурсы железных руд проявления Олба (P₂), по данным ГГС-200 [447], составляют 47,5 млн т (при пересчете из Fe₃O₄).

Проявление Янгада (П-3-4) расположено в верховьях р. Янгада в 2,5 км к северо-востоку от устья р. Верх. Бираякан. Зафиксированная здесь аэромагнитная аномалия изометрична в плане, имеет интенсивность в эпицентре около 16 мЭ. Поисковые работы на участке площадью 0,7 км² сопровождались наземной магнитной съемкой, отбором проб на спектральный, минералогический и химический анализы.

Геологическое строение участка, строение руд, а также условия формирования проявления Янгада близки к таковым на проявлении Олба. В отличие от последнего, здесь не проявилась кварц-турмалиновая минерализация и рудный минерал представлен только магнетитом.

По магнитометрическим данным, рудное тело, частично вскрытое на поверхности, имеет протяженность около 600 м, среднюю ширину – 100 м, прослеживается на глубину не менее 100 м и представляет собой вертикально падающий пласт. Восточнее описанного тела зафиксирован другой магнитовозмущающий объект – округлой формы диаметром 100–120 м. Он не имеет выхода на поверхность, но относится к категории близповерхностных. По аналогии с первым он, видимо, представляет собой рудное тело штокообразной формы с нижней кромкой на глубине не менее 100 м.

Рудное тело залегает среди измененных карбонатных пород верхнего силура – нижнего девона и сложено массивными магнетитовыми рудами сплошной, реже прожилково-вкрапленной текстуры. Содержание магнетита в руде составляет 60–90 %. Руды хорошего качества: высокое содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ – в среднем около 70 % и низкое – вредных примесей (не более 1 %).

Прогнозные ресурсы железных руд проявления Янгада (P₂), по данным ГГС-200 [447], составляют 28,6 млн т (при пересчете из Fe_3O_4).

Проявление Мугдэкэн (П-3-5) расположено на горе Мугдэкэн-Гугдан с отметкой 641 м. Оно было обнаружено при маршрутных поисковых исследованиях. Работы на площади около 14 км² сопровождались профильной магнитной съемкой, отбором проб на спектральный анализ и штучных проб на химический анализ.

В пределах участка (судя по элювиальным развалам) обнажены моноклинално залегающие существенно карбонатные породы девона, а также терригенные породы каменноугольного возраста. Данные породы прорваны интрузией долеритов сложной морфологии: на вершине горы обнажен ее секущий подводящий канал, на южном склоне – пластовые пологопадающие ответвления. Залегание пород осложнено интенсивной дизъюнктивной тектоникой. Осадочные породы, особенно на южной половине участка, интенсивно изменены, местами в них отмечается слабая магнетитовая минерализация (до 2–3 %).

Рудные тела (7 шт.) выявлены на южной половине участка. Они приурочены в основном к измененным терригенным породам, располагаясь в зоне экзоконтакта интрузии или на удалении от нее (до 200 м). Рудные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, имеют форму линз размером от 200 до 900 м при средней мощности около 3 м. Они тяготеют к горизонтам песчаников и конгломератов, а их кровлей служат ороговикованные глинистые породы. Исключение составляет одно тело, приуроченное к кавернозным карбонатным породам сидинской свиты. В магнитном поле рудные тела отражены положительными полосовыми аномалиями интенсивностью 3–7 мэ и выше.

Рудные тела сложены массивными магнетитовыми рудами сплошной и вкрапленной текстуры. Иногда порода имеет пористый характер. В приконтактовой части рудных тел часто отмечаются постепенные переходы от измененных, ожелезненных кварцевых песчаников и конгломератов к чистому магнетиту, сохраняющему структуры исходных пород. Реликты последних иногда наблюдаются внутри линз магнетита. Содержание магнетита в породе составляет в среднем 80–90 %. Нерудные минералы представлены в основном кварцем и кальцитом.

По данным химического анализа штучной пробы, магнетитовые руды хорошего качества: высокое содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - 68,1\%$ и низкое – вредных примесей. Спектральным анализом в отдельных пробах фиксируются повышенные содержания (%): меди (0,004–0,006), цинка (0,02–0,04), марганца (до 1), титана (0,4–0,8), ванадия (0,006–0,008), бария (до 0,1).

Прогнозные ресурсы железных руд проявления Мугдэкен (P_2), по данным ГГС-200 [447], составляют 7,3 млн т (при пересчете из Fe_3O_4).

Проявление Вышка (II-4-28) расположено в верховье р. Олба (приток р. Верх. Виллойкан) на вершине горы с отметкой 526 м. Зафиксированная здесь аэромагнитная аномалия изометрична в плане, имеет интенсивность в эпицентре около 37 мЭ. Наземная магнитная съемка проведена на площади $\sim 1 \text{ км}^2$ по сети $100\text{--}200 \times 50$ м и сопровождалась профильными геологическими наблюдениями. Геологическое строение, состав и строение руд, а также условия формирования проявления Вышка близки к таковым на проявлении Олба. В отличие от последнего, здесь не проявился процесс скарнирования карбонатных пород.

По магнитометрическим данным, рудное тело, выходящее на поверхность на двух участках, имеет изометричную форму и площадь около 52 тыс. м^2 . Оно прослеживается на глубину не менее 100 м и представляет собой шток, сложенный массивными гематит-магнетитовыми рудами сплошной, вкрапленной и полосчатой текстур. Содержание рудных компонентов в сплошных рудах составляет 85–90 %, во вкрапленных – 55–60 %, в полосчатых – около 50 %. В заметном количестве (1–3 %, участками до 4–5 %) в рудах отмечается пирит. Его мелкие (до 0,4 мм) отдельные зерна или их скопления приурочены к кальцитовым прожилкам или развиты в нерудной части пород вдоль границ рудных агрегатов.

По данным химического анализа штучной пробы, массивные руды характеризуются высоким содержанием (%): $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - 50,36$, $\text{SO}_3 - 3,75$ (вероятно, за счет пирита) и незначительным – $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,08$. Спектральным анализом в отдельных пробах устанавливаются повышенные содержания (%): меди (0,01–0,04), никеля (0,01), цинка (0,01–1,0), кобальта (0,006), галлия (0,002–0,003), хрома (0,008–0,01) и ванадия (0,01–0,02) [447].

Прогнозные ресурсы железных руд проявления Вышка (P_2), по данным ГГС-200 [447], составляют 20 млн т (при пересчете из Fe_3O_4).

К апатит-магнетитовой формации магматического типа относится *проявление Аян 2* (III-1-8). Данное проявление является комплексным магнетит-apatит-урановым и детально описано в разд. «Уран», как это сделано в первоисточнике [447]. Однако, в отличие от данного источника, автор настоящей главы несколько по-иному трактует геологическую обстановку на этом объекте. Предполагается, что здесь в поле развития песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов верхней перми выходит не блок известняков среднего девона, а небольшой массив (шток) карбонатитов, самый южный из всех широко распространенных к северу массивов Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Отсюда столь характерная для этих массивов апатит-магнетитовая и ураново-редкоземельная минерализация. Авторы объяснительной записки к карте масштаба 1 : 200 000 [237]

указывают на неясную генетическую природу оруденения, не исключая связь его с щелочно-ультраосновными интрузиями и карбонатитами.

Что касается железа и апатита, данное проявление недоизучено, достаточно сказать, что пробы анализировались только спектральным методом. По данным ГГС-200, магнетитовое оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное с низким (10–15 %) содержанием магнетита [447].

Магнитные аномалии железорудной природы в пределах юго-восточной части Мойеринского раннетриасового железорудного района выявлены по данным аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 [312].

Аномалия озеро Амо (II-3-6) приурочена к границе спокойного магнитного поля с изрезанным знакопеременным полем интенсивностью до 500 гамм, изометрична в плане, интенсивность – 3700 гамм, магнетитовая природа весьма вероятна.

Аномалия река Прав. Дюкар (III-3-2) выделяется среди спокойного магнитного поля, интенсивность – 2150 гамм, магнетитовая природа весьма вероятна.

Аномалия река Олба (III-4-1) расположена в 6,5 км к северу от проявления Олба, интенсивность – 6375 гамм, вытянута в северо-восточном направлении. Аномалиеобразующий объект предполагается в виде крутопадающего тела магнетитовой природы.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь, никель. Медно-никелевая минерализация широко распространена в пределах северной части листа, однако значимых содержаний полезных компонентов на объектах этого оруденения не выявлено, поэтому все они выделены в ранге пунктов минерализации. Всего на карте полезных ископаемых показаны 43 пункта минерализации меди и меди с никелем. Выделено три генетических типа оруденения: существенно медный гидротермальный, медно-никелевый магматический и гидротермальный (возможно осадочный) стратиформный. Распределение рудных объектов по генетическому типу следующее: магматический – 28, гидротермальный – 8, гидротермальный (осадочный) – 7.

Граница между первыми двумя типами иногда проводится достаточно условно. Те проявления, которые расположены непосредственно в интрузивных телах в виде вкрапленности и шлировых обособлений, образуют рудоносные горизонты, имеют несомненную магматическую (вероятно, ликвационную) природу. Проявления, пространственно оторванные от интрузивных тел и находящиеся в ассоциации с такими минералами как кварц и кальцит, относятся с большой долей вероятности к гидротермальным образованиям. Но некоторые объекты, преимущественно в виде жильных и прожилковых тел, расположенные в интрузивных телах или в непосредственной близости от них, имеют неясную генетическую природу и относятся разными исследователями к разным генетическим типам. Затруднения по отнесению оруденения к тому или иному генетическому типу часто возникают из-за недостаточного подробного описания проявлений в первоисточниках.

К медно-никелевой рудной формации магматического генетического типа относятся проявления, связанные с интрузиями толеит-долеритовой формации

(преимущественно оленёк-велингнинского комплекса). По данным многочисленных поисковых работ на севере Сибирской платформы, связанная с этой формацией медно-никелевая минерализация не выходит за рамки проявлений с непромышленными содержаниями полезных компонентов. К такой территории относится и площадь рассматриваемого листа. Здесь выделяется отдельный Велингнинско-Томбинский никелево-медный раннетриасовый прогнозируемый рудный район, в пределах которого сосредоточена большая часть пунктов минерализации медно-никелевой формации.

Пункт минерализации река Мойеро 17 (I-3-3) расположен на левом берегу р. Мойеро в 15 км выше устья р. Делингнэ. Выявлен при проведении полевых работ ВСЕГЕИ в 2018 г. в ходе подготовки современной геологической основы листа Q-48 (Эконда).

Здесь, в береговом обнажении, среди интенсивно-измененных карбонатных пород в экзоконтакте слабодифференцированной интрузии долеритов катангского(?) комплекса (ВТ₁kt) выявлена сульфидная минерализация, представленная пирротином, халькопиритом, пиритом, мельниковит-марказитом, магнетитом. Описываемая минерализация приурочена к зоне (прослежена на 10 м при мощности 20 см) интенсивно сульфидизированных магнезиальных флогопит-карбонат-клиногумитовых скарнов. Содержание рудных минералов неравномерное – линзовидно-пятнистое, колеблется в интервале 10–75 %. Несмотря на варьирующий минеральный состав, описываемые магнезиальные скарны характеризуются однотипной сульфидной минерализацией. Пирротин, замещенный пиритом и гидроксидами железа, образует реликтовые агрегаты размером до 2 мм. Халькопирит образует неправильные прожилковидные выделения размером 0,3 мм, развитые по контуру агрегатов измененного пирротина. Пирит (30 %) замещает пирротин, формируя по последнему мелкозернистые агрегаты размером около 0,5 мм. Мельниковит представлен буровато-черной, сажистой массой с тонкозернистой, полосчатой, зональной структурами замещения. Размеры его выделений составляют до 2 мм.

По результатам ICP-MS анализа девяти штучных проб, отобранных по простиранию описываемого тела интенсивно сульфидизированных скарнов, в них определены следующие содержания (г/т): Ni – до 66; Cu – до 593,1; Zn – до 93; Pd – до 0,12; Au – до 0,037. На периферии рудного тела в магнезиальных гранат-карбонат-хондритовых скарнах с рассеянной мелкой (0,05 мм) пирротиновой минерализацией (до 0,5 %) содержание Pd возрастает до 1,3 г/т.

Пункт минерализации река Прав. Мойерокан 2 (II-4-21) приурочен к дифференцированной интрузии Велингна оленёк-велингнинского комплекса, расположенной на правом берегу верховьев р. Прав. Мойерокан и описанной в разд. «Интрузивный магматизм».

На интрузии в 1964 г. Амакинская экспедиция проводила поисковые работы на медно-никелевые руды норильского типа [385]. В комплекс поисковых работ входили поисковые маршруты, горные работы, металлометрическое и бороздовое опробование. По результатам поисковых работ определено, что сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к низам интрузии и связано с такситовыми и оливин-биотитовыми долеритами. Кроме того, минерализация отмечена на участках с повышенной трещиноватостью эндоконтактовых зон и зон дробления вмещающих пород. Максимальное проявление

сульфидов отмечено в южной, юго-западной и северо-восточной частях интрузивного тела.

Протяженность минерализованных зон не более 2 км, а мощность их изменяется от 10–20 м в северо-западной части до 30–40 м в юго-восточной. Содержание сульфидов неравномерное, обычно в пределах 1–3 %, лишь местами достигает 8–10 %. Размеры вкрапленников – до 1 мм, реже встречаются более крупные рудные обособления до 2–50 мм и быстро выклинивающиеся линзочки размером 1–3 на 5–8 мм.

Минеральный состав рудных вкрапленников однообразен. Основными минералами являются пирротин, кубанит, халькопирит и пентландит, в подчиненных количествах встречаются валлериит, бравоит, виоларит, а также минералы коры выветривания – лимонит и малахит. Эндогенная сульфидная минерализация сопровождается магнетитом.

Содержание полезных компонентов в рудном горизонте по данным химических анализов девяти штучных проб колеблется в следующих пределах (%): медь – 0,03–0,66, никель – 0,01–0,12, кобальт – 0,008–0,013. Сульфидные вкрапленники по данным четырех химических анализов содержат (%): медь – 5,95–19,04, никель – 1,53–2,75, кобальт – 0,051–0,174. Кроме того, сульфидные минералы содержат в тысячных долях процента золото, серебро и платину [385].

В последующем на интрузии Велингна при ГГС-200 проведены дополнительные работы [447]. Они включали геологические исследования, магнитометрические наблюдения с шагом 25–50 м, шлиховое опробование через 50 м, литохимическое опробование через 25 м. Ниже приводится описание медно-никелевой минерализации интрузии Велингна по данным авторов ГГС-200.

Участок сложен карбонатными породами силура, девона и терригенными породами карбона. Осадочные породы прорваны интрузивными телами долеритов сложной морфологии и разбиты разрывными нарушениями на блоки. Интрузии сложены мелко-среднезернистыми долеритами и метадолеритами, на отдельных участках имеющими такситовый облик и содержащими шпильры габбродолеритов.

Редкая вкрапленная и прожилково-вкрапленная пиритовая и пирротиновая минерализация с примесью минералов меди и никеля приурочена к мелко-среднезернистым долеритам. Наиболее часто сульфидная минерализация встречается в основании вскрытой части интрузивного тела.

Химический анализ штучных проб долеритов, наиболее обогащенных сульфидами, показал максимальное содержание меди до 0,49 %. По результатам спектрального анализа содержания меди, никеля и кобальта в долеритах составляют 0,02–0,1, 0,02 и 0,012 % соответственно, что незначительно превышает кларки этих элементов для базитов.

Другие отмеченные при ГГС-200 [447] *пункты минерализации медно-никелевых руд – река Делингдэкэн (П-1-5), река Мойеро 1 (П-2-3), река Хуочар (П-4-5), река Лев. Велингна 3 (П-4-11), река Мойерокан 10 (П-4-12), река Лев. Велингна 2 (П-4-13), река Мойерокан 8 (П-4-14), река Мойерокан 9 (П-4-15), верховья реки Лев. Велингна (П-4-16), река Лев. Велингна 4 (П-4-17), река Прав. Мойерокан 4 (П-4-19), река Прав. Мойерокан 1 (П-4-23), река*

Верх. Вилюйкан 2 (II-4-24), река Верх. Вилюйкан 1 (II-4-25), река Мугамгу 2 (III-1-1) – также характеризуются наличием сульфидной минерализации в приподошвенных участках, эндоконтактных и скарновых зонах интрузий долеритов. Суммарное количество минералов меди и никеля (халькопирит, реже – кубанит, пентландит, виоларит) не превышает 1 % [310].

Сведения о других пунктах минерализации магматического генетического типа можно найти в базе данных.

К гидротермальному генетическому типу отнесены восемь пунктов минерализации, из них в шести отмечается преимущественно медь, в двух – медь, свинец, цинк.

Пункт минерализации река Мойерокан 6 (II-4-1) расположен на левом берегу одноименной реки ниже устья р. Хаикта. Здесь в эндоконтакте (0,15 м) дайки оленёк-велинггинского комплекса среди карбонатных пород кочаканской свиты ордовика наблюдается убогая рассеянная вкрапленность халькопирита и пирротина. Содержание меди и цинка в породе, по данным спектрального анализа, составляет 0,2 и 0,4 % соответственно [237, 447]. *Пункт минерализации река Хоимкан 2 (II-4-7)*, расположенный восточнее, на правом притоке одноименной реки, по-видимому, имеет сходный характер [447].

Другая разновидность гидротермальной минерализации отмечается в верхнем течении р. Мойеро в *пунктах минерализации река Мойеро 7 (III-1-13), река Мойеро 8 (III-1-15)* и в истоках р. Гонгдакан (правый приток р. Мойеро) – *река Гонгдакан 1 (III-1-5)*. Здесь зоны минерализации приурочены к туфам нижнего триаса и песчаникам верхней перми. Зоны субвертикальные, нечетко выраженные и небольшой видимой мощности (2–3 м). Аллотриоморфные зерна халькопирита (до 0,5 мм) образуют бедную рассеянную вкрапленность или (редко) единичные гнезда (до 2–4 см). По халькопириту часто развивается малахит. Спектральный анализ показывает здесь содержание меди более 1 %. В аншлифах отмечаются редкие мелкие аллотриоморфные зерна пентландита. В протолочках обнаружены редкие знаки целестина и барита. Минерализация в туфах тяготеет к основанию лавовой толщи. Сами лавы, видимо, служили экраном для рудоносных растворов [237, 447].

Пункт минерализации река Муркисе (V-3-2) находится на правом борту р. Муркисе вблизи устья р. Армула. Здесь в маломощных (3–5 см) цеолит-актинолитовых прожилках, секущих метасоматически измененные базальты кочечумской свиты (Т₄К^с), наблюдаются неравномерно распространенные мелкие (до 1 мм, редко 2–3 мм) вкрапленники пирита и халькопирита, составляющие около 1 % объема жильной породы. По данным спектрального анализа, содержание меди в метасоматически измененных породах составляет 0,05 % [119].

Пункты минерализации река Верх. Турукан 1 (V-1-10) и река Верх. Турукан 2 (V-1-9) расположены в бассейне одноименной реки и рассматриваются как комплексные (медь, свинец, цинк). Здесь обнажается кочечумская свита, представленная базальтами, в подчиненном количестве туфами основного состава; на отдельных участках развиваются зоны метасоматически измененных пород (проявлены процессы амфиболизации, хлоритизации, цеолитизации, карбонатизации). В этих породах наблюдается редкая рассеянная вкрапленность (менее 1 %) и тонкие прожилки (мощность – от 0,5 до 4 мм) сульфидов.

Последние представлены халькопиритом, халькозином, галенимом, сфалеритом, пиритом и марказитом; размеры зерен – от 0,05 до 1–2 мм. По данным спектрального анализа, содержание меди и свинца в метасоматически измененных породах составляет 0,05 %, цинка – 0,01–0,05 % [118, 446].

К стратиформной рудной формации медистых сланцев гидротермального (осадочного) генетического типа отнесены семь пунктов минерализации меди. Медная минерализация стратиформного типа обнаружена в связи с двумя стратиграфическими уровнями: отложениями кочаканской свиты нижнего–среднего ордовика и породами курейской свиты нижнего девона. Объекты, связанные с кочаканской свитой, находятся в пределах Мойероканского медно-цинкового раннепалеозойского прогнозируемого рудного района.

Оруденение в отложениях кочаканской свиты ($O_{1-2}K\delta$) нижнего–среднего ордовика прослежено в береговых обнажениях р. Мойерокан (*пункты минерализации река Мойерокан 4 (I-3-15) и река Мойерокан 5 (I-3-16)*) на протяжении 4 км. Оно приурочено к верхам зеленоцветной толщи, перекрытой красноцветными глинисто-карбонатными породами. Мощность минерализованного горизонта – около 8 м.

В нижней части меденосный горизонт сложен светлыми мелкозернистыми массивными, иногда кавернозными, участками слабоокварцованными и хлоритизированными доломитами (мощность – 1,5 м), сменяющимися выше среднеплитчатыми мелкозернистыми зелеными доломитами (мощность – около 6,5 м). Плитчатые доломиты содержат тонкие (до 2 см) редкие линзы известковистых конгломератов. К последним разностям пород приурочены выделения халькопирита, халькозина и малахита. Они наблюдаются в виде тонких (доли миллиметров) включений, неравномерно рассеянных в ткани доломитов и цементе конгломератов; изредка они образуют тонкие (до 0,5 мм) ветвящиеся прожилки на границе доломитов и конгломератов. Содержание рудных минералов составляет не более 1 %. Несколько повышенное их содержание (до 2 %) отмечается в прослое (40 см) зеленых доломитов в верхах горизонта.

В протолочках, кроме минералов меди, обнаружены редкие знаки сфалерита и целестина. В шлихах из аллювия на данном участке количество сфалерита составляет 1–12 знаков. По данным химического анализа бороздовой пробы, взятой из наиболее богатого прослоя доломитов, содержание меди составляет 0,09 %, цинка – 0,02 % [447].

Аналогичная минерализация отмечается в нижнем течении р. Мойерокан – *пункты минерализации устье реки Мойерокан (I-3-12) и река Мойерокан 3 (II-3-2)*.

Медная минерализация стратиформного типа, связанная с породами курейской свиты нижнего девона, представлена тремя пунктами минерализации: два из них расположены в долине р. Мугамгу – *пункты минерализации река Мугамгу 3 (III-2-1) и река Мугамгу 4 (III-2-2)*, одно – в долине р. Дюкар (*пункт минерализации река Дюкар (III-3-4)*). Она приурочена к верхам нижней сероцветной глинисто-карбонатной толщи, перекрытой пачкой красноцветных пород [447].

На р. Мугамгу минерализация приурочена к темно-серым известнякам (вскрыта часть горизонта мощностью около 1 м). В верхах продуктивного горизонта медная минерализация связана с тонкими (до 3 мм) пирит-кальци-

товыми прослойками, а в низах – с редкими вкрапленниками (до 10 мм) и секущими прожилками (2–3 мм) того же состава. Из минералов меди обнаружены халькопирит, ковеллин и малахит, приуроченные обычно к межзерновому пространству в агрегатах пирита. Малахитом также часто обогащены поверхности напластования осадочных пород. В протолочках из известняков содержится до 100 знаков халькопирита. Содержание рудных минералов в продуктивном горизонте низкое и составляет доли процента [237, 447].

Убогая медная стратиформного типа минерализация, приуроченная к отмеченным выше двум стратиграфическим уровням, фрагментарно прослеживается на значительные расстояния (50–80 км). Различия этих уровней заключаются в качественном составе: в отложениях кочаканской свиты сульфиды представлены минералами меди, а в породах курейской свиты – железа и меди. Общими для рассматриваемых уровней являются вкрапленный и прожилково-вкрапленный характер минерализации, а также сходный литологический контроль – приуроченность меденосных горизонтов к верхам сероцветных карбонатных толщ, перекрытых красноцветными глинисто-карбонатными породами [447].

Шлиховой ореол рассеяния халькопирита и сфалерита выявлен в нижнем течении р. Мойерокан – *река Мойерокан 12* (I-3-14).

Медь входит также в состав полиэлементных первичных и вторичных слабоконтрастных геохимических аномалий. Шесть вторичных геохимических ореолов рассеяния меди в ассоциации с цинком и (иногда) кобальтом выявлены в северной части территории – в нижнем течении р. Еромохон и в верховьях рек Оленёк и Арга-Сала (I-2-1, I-2-2, I-4-1, I-4-2, I-4-5, I-4-6). Они приурочены к участкам развития карбонатных пород палеозоя, в большинстве случаев, прорванных интрузиями долеритов. Первичные аномалии меди и/или никеля часто в комплексе с кобальтом обычно приурочены к телам метадолеритов и их экзоконтактовым зонам. Шесть таких аномалий выявлено в верховьях рек Верх. Вилюйкан, Прав. Мойерокан, Хукочар и на р. Экондахон (II-4-4, II-4-20, II-4-26, II-4-29, III-2-9, III-4-3) [447].

Свинец. В пределах листа выявлены два пункта минерализации свинца гидротермального генезиса, принадлежащие полиметаллической рудной формации.

Пункт минерализации река Гонгдакан 3 (III-1-6) на одноименной реке обнаружен в туфах тутончанской свиты, вскрытых буровой скважиной. Туфы содержат редкую рассеянную вкрапленность и тонкие прожилки сульфидов. В протолочках отмечается присутствие галенита и сфалерита в единичных знаках. На глубине 41 м содержание галенита возрастает до 40 знаков, а сфалерита – до 21 знака [237].

Пункт минерализации река Ейка 1 (VI-5-10) расположен на левом борту р. Ейка в 3 км выше устья р. Юнэкэн. Здесь на косе реки на протяжении 250 м обнаружено несколько полуокатанных обломков кальцита размером до 7 × 7 × 3 см с вкрапленниками галенита размером до 1 см. Тут же найден слабоокатанный обломок сфалерит-галенитовой массивной руды размером 13 × 7 × 7 см весом 1,9 кг. Соотношение составных компонентов в руде (%): галенит – 70, сфалерит – 10, кальцит – 20. При обследовании коренных выхо-

дов вдоль реки значительных рудных скоплений не выявлено, лишь в одной точке среди туфов отмечена незначительная прожилковая сульфидная минерализация.

Здесь же на р. Ейка наземной магнитной съемкой установлена магнитная аномалия, частично перекрытая русловым аллювием. Аномалия трубчатого типа диаметром 40 м, интенсивностью до 3500 нТл (оконтурена по изодинаме 2000 нТл) соответствует столбообразному интрузивному телу, к которому может быть приурочена полиметаллическая минерализация [417].

Галенит также отмечен в шлиховых пробах из пойменного аллювия на р. Ейка (до 3–9 знаков, в одном шлихе – 50 знаков), а также на р. Сенгачанда (до 6 знаков). Сопутствует галениту на данных участках и сфалерит [279].

Шлиховой ореол галенита (II-1-6) выявлен на р. Сида [447]. Отдельные знаки галенита отмечены также на других водотоках территории.

Цинк. Цинк в коренном залегании представлен на листе 5 пунктами минерализации и по своей генетической принадлежности подразделяется на две группы: гидротермальную и гидротермально-осадочную стратиформную.

Гидротермальная цинковая минерализация в *пункте минерализации река Мойеро 2* (II-2-2) приурочена к сульфидизированным мраморам экзоконтакта (мощность – 5–30 см) и к маломощным (до 1–3 см) кальцитовым и пирит-кальцитовым ветвящимся прожилкам экзо- и эндоконтакта тел долеритов. Вмещающими обычно являются карбонатные породы. Сфалерит самостоятельно или в сростках с пиритом развит в ткани мрамора или кальцита в виде зерен размером до 3 мм. Часто сфалерит ассоциирует с халькопиритом, реже с галенитом и пентландитом. Такая минерализация является комплексной и соответствует медным проявлениям этой генетической группы [447].

К данному генетическому типу относится также *пункт минерализации река Гонгдакан 4* (III-1-16), расположенный на правом берегу р. Гонгдакан. Здесь буровой скважиной на глубине 71 м в ксенотуфах тутончанской свиты обнаружены включения сфалерита размером до 3 см. Мощность сульфидсодержащего слоя – 2 м. Протолочка из слоя содержит до 300 знаков сфалерита и до 20 знаков халькопирита [237, 447].

Гидротермально-осадочная стратиформного типа цинковая минерализация выявлена в нижнем течении р. Мойерокан в *пунктах минерализации река Мойерокан 1* (I-3-13) и *река Мойерокан 2* (II-3-1), где она связана с известняками джеромской свиты верхнего ордовика (O_3d_j). В береговых обнажениях приустьевой части р. Мойерокан и его правого притока на протяжении 4 км прослежен пласт плотных слабо пиритизированных органогенных известняков мощностью 1,5 м. Редкие, в основном мелкие (до 2 мм, иногда до 10 мм) зерна сфалерита часто в сростании с пиритом расположены непосредственно в ткани известняка или приурочены к тонким (до 1 мм) прожилкам и гнездам (до 20 мм) кальцита. В протолочках отмечаются редкие знаки халькопирита и малахита. В других пунктах территории в связи с отложениями джеромской свиты цинковая минерализация не обнаружена, что свидетельствует о сравнительно локальном ее распространении [447].

Пункт минерализации река Мойеро 18 (II-2-5) выявлен при изучении свинцово-цинковой минерализации на Сибирской платформе [17]. Здесь среди

пестроцветных гипсов и мергелей нижней части кольдинской свиты ($S_2^1-D_1kl$) отмечены два прослоя зелено-серых доломитов мощностью 8–10 см с густой вкрапленностью сфалерита. Вкрапленники мелкие, размеры кристаллов – до 0,1 см. Содержание сфалерита составляет 2–3% от объема породы. Прослои со сфалеритом прослежены на 5 км [179].

В шлихах единичные знаки сфалерита встречаются довольно часто по многим рекам. В северной части территории в нескольких пунктах он образует слабоконтрастные (1–24 знака) ореолы рассеяния, чаще всего приуроченные к участкам развития карбонатных пород палеозоя, прорванных интрузиями долеритов [447].

В нижнем течении р. Хоикта в поле развития отложений триаса выявлен ореол рассеяния цинка *река Хоикта* (VI-3-1). Сфалерит присутствует в 11 шлиховых пробах в количестве 2–8 знаков, в одной – 43 знака. Пробы отобраны из аллювия русла и прислоненных к левому берегу аллювиальных отложений, опробованных на высоту 5 м от уреза воды [112].

По данным геохимических исследований, цинк в комплексе с другими цветными металлами образует единичные первичные и более многочисленные вторичные геохимические ореолы. Слабоконтрастная *первичная аномалия река Верх. Виллюйкан 8* (III-4-5) с содержанием цинка 0,002–0,008% и присутствием кобальта приурочена к терригенным породам ханарской свиты карбона, прорванным интрузиями долеритов [447]. Остальные аномалии упомянуты выше, при рассмотрении медной и медно-никелевой минерализации.

Алюминий. В северо-западной части листа выделяется Прианабарская бокситоносная позднемергельная–палеогеновая прогнозируемая минерагеническая область. В ее пределах на территории соседних с севера и запада листов обнаружены бокситовые проявления карстового типа, а также многочисленные находки галек бокситов в элювиально-делювиальных отложениях на пенепленизированных поверхностях карбонатного кембрийского фундамента. Непосредственно на территории данного листа таких проявлений бокситоносности не выявлено, что обусловлено, скорее всего, низкой степенью изученности и отсутствием целенаправленных работ. Однако общие геологические предпосылки позволяют экстраполировать распространение данной области на территорию листа Q-48.

По результатам поисковых работ на бокситы в Западном Прианабарье [457], в бассейне р. Еромохон (правый приток р. Котуй) выделена Еромохонская площадь. Здесь в водораздельных суглинках прослеживаются редкие обломки бокситов. Конкретные точки находок авторами отчета не показаны, поэтому их нет на данной КПИ. На долеритах отмечаются остатки глинистых кор выветривания. Почти повсеместное развитие рыхлых покровных отложений затруднило проведение работ и не позволило дать окончательную оценку данной площади. По сумме признаков (обломки бокситов, развитие муустакского уровня корообразования и массивов долеритов, покровный комплекс отложений) предполагается наличие погребенных залежей бокситов.

Помимо этого, на территории листа выявлены два проявления, отличающиеся от бокситовой формации и относящиеся к алунитовой формации.

Проявление река Ниж. Виллойкан 4 (Ш-6-25) находится на правом берегу р. Ниж. Виллойкан в 73 км выше его впадения в р. Виллой, где в 1974 г. при полевых исследованиях Г. В. Козловым были обнаружены скопления сульфатов алюминия. Они сосредоточены в кровле измененных выветриванием девонских пород, сложенных мергелями с прослоями доломитовых, глинистых мергелей и гипсов.

Горизонт, в котором обнаружены сульфаты алюминия, представлен красно-бурыми, охристо-желтыми карбонатными и карбонатно-сульфатными породами, погруженными в буроватую или охристо-желтую массу, состоящую из смеси сульфатов алюминия и гипса. Мощность его – 0,5–0,65 м.

Данный горизонт обогащенных сульфатами алюминия пород прослежен тремя канавами и расчистками на расстоянии 135 м. Строение горизонта неоднородное. Красно-бурые и охристо-желтые «блоки» карбонатных и карбонатно-сульфатных пород погружены в буроватую или охристо-желтую массу, состоящую преимущественно из сульфатов алюминия и гипса с небольшой примесью обломков глины, кальцита, кварца и кремнистого материала, а также оксидов Fe и Mn.

Верхний и нижний контакты горизонта неровные. Подстилающие глины неравномерно пронизаны мелкими вкрапленниками пирита. В тонких трещинках скапливаются гипс, сульфаты Al и гидроксиды Fe. Вблизи контакта в глине отмечаются желваки, линзы и прослой карбонатно-гипсовой породы.

Сульфаты Al, образующие прослой в кровле горизонта, представляют собой мелоподобную снежно-белую, во влажном состоянии голубоватую породу, прилипающую к языку. В воде не растворяются, но легко растворяются в слабой соляной кислоте. Химический состав породы следующий (%): SiO₂ – 0,39, Al₂O₃ – 30,86, Fe₂O₃ – 1,0, MgO – 0,1, CaO – 1,56, SO₃ – 26,4, H₂O – 16,95, ппп – 22,26.

Образование сульфатов алюминия связано, по-видимому, с более молодыми (вплоть до современных) процессами сернокислотного преобразования кор выветривания среднепалеозойских пород.

Гальки (оглаженные желваки) сульфатов алюминия прослежены на расстоянии 35 км ниже обнажения на косах р. Ниж. Виллойкан. Учитывая легкую разрушаемость галек, можно предполагать, что на косы они попадают из расположенных вблизи источников [99].

Проявление река Ниж. Виллойкан 3 (Ш-5-9) находится в аналогичной геологической обстановке, на том же стратиграфическом уровне, обнаружено в 25 км от описанного проявления выше по течению реки. Оно прослежено вдоль обнажения на р. Ниж. Виллойкан более чем на 350 м.

Все эти данные позволяют предполагать достаточно широкое, возможно, региональное распространение горизонта пород с сульфатами алюминия, генетически связанных с корой выветривания среднепалеозойских сульфатсодержащих глинисто-карбонатных толщ.

Все ранее известные в Якутии проявления сульфатов алюминия, расположенные в 450–500 км юго-восточнее проявлений на р. Ниж. Виллойкан, пространственно также связаны с корами выветривания среднепалеозойских пород, перекрытыми или среднекаменноугольными, или более молодыми (вплоть до четвертичных) отложениями. Обнаруженные проявления сульфатов явля-

ются высококачественными рудами алюминия и при значительных концентрациях и распространении могут представлять промышленный интерес [99].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. В пределах листа выявлено одно проявление урана, которое авторы ГГС-200 [447] отнесли к комплексному уран-апатит-магнетитовому. Генетический тип предполагался метасоматический, рудная формация четко не определена, так как уран-фосфор-железная ассоциация является довольно необычной. Нами высказано предположение, что карбонатный блок девона (по авторам ГГС-200) является мелким штоком карбонатитов, что более логично объясняет данную рудную ассоциацию.

Проявление Аян 3 (Ш-1-10) расположено в верховьях р. Мойеро на ее правом берегу в 3 км ниже устья ее правого притока р. Гонгдакан (нижний). В 1976 г. при массовых поисках здесь был обнаружен участок повышенной радиоактивности. В 1979 г. проведена детализация этой аномалии радиометрической съемкой с отбором образцов на радиометрический анализ, которым была установлена урановая природа радиоактивности. В 1980 г. были проведены детальные поисковые работы с бурением, горными работами и наземными магнитной и радиометрической съемками. Оба вида геофизических работ проводились по одной сети с расстоянием между профилями 25–50 м и шагом 25 м (со сгущением до 5 м в местах высоких значений). Одновременно по этим же профилям проводились геологические наблюдения с отбором проб на спектральный и другие виды анализов.

В пределах участка Аян в поле развития песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов верхней перми выходит блок известняков юктинской свиты среднего девона (по мнению авторов ГГС-200; по нашим представлениям это карбонатиты). В средней части блока имеется зона скарнов пироксен-кальцит-гранатового состава. Видимая мощность зоны – 60 м (восточный контакт с вмещающими породами закрыт четвертичными отложениями), протяженность – 550 м. По данным магнитной съемки, зона продолжается далее на северо-запад, на левый берег р. Мойеро, где она перекрыта мощным чехлом аллювия.

В центральной части этой зоны располагается рудное тело апатит-магнетитового состава. Именно с ним связана повышенная радиоактивность. Рудное тело имеет субвертикальное падение, мощность от 15 до 35 м и состоит из двух разобренных частей – южной протяженностью 320 м и северной – 80 м с расстоянием между ними 100 м. Контакт с вмещающими породами резкий. Часто наблюдаются секущие апофизы во вмещающие скарны. Все параметры и условия залегания рудного тела получены при комплексном анализе магнитной съемки и данных бурения. Рудное тело и значительная часть вмещающих пород закрыты мощным чехлом элювиально-делювиальных образований (2,5 м) и мореной.

Контуры радиометрических полей более расплывчаты, хотя максимальные значения радиоактивности (35 мкР/ч) пространственно совпадают с контурами максимума магнитной аномалии (300–500 гамм). Фоновые значения – 3–5 мкР/ч.

Рудное тело сложено буровато-красной, пропитанной гидроксидами железа, довольно рыхлой породой, резко отличающейся от серо-зеленых скарнов. По данным петрографических исследований, порода состоит из апатита (до 50 %), кальцита (35 %), магнетита (10–12 %), в подчиненных количествах присутствуют кварц, пироксен, слюда, сульфиды, реликты зерен граната. На глубину (до 20 м) рудное тело сохраняет свой состав. Судя по данному описанию, по нашему мнению, это – франколитовые руды, характерные для коры выветривания в карбонатитовых массивах Маймеча-Котуйской провинции (Ессей, Браас, Гули и др.).

Минералов урана в породах не обнаружено. Концентрации его связаны с апатитом, магнетитом и гидроксидами железа, где он содержится в виде изоморфной примеси. Между содержаниями урана и апатита существует прямая зависимость.

Рентгеноспектральный анализ бороздовых проб керна показал четкую тенденцию к увеличению содержания урана с глубиной – от 0,012 % до 0,03 % – более чем в 2,5 раза. Отношение Th к U уменьшается с глубиной от 0,15 до 0,05. В целом содержание урана относительно низкое – от 0,012 до 0,08 %. Судя по данным магниторазведки, нижняя кромка магнитовозмущающего объекта располагается на глубинах от 40 до 100 м [447].

Заметно повышено содержание Ce (0,3–0,4 %) и La (0,2–0,6 %), что позволило авторам изданного листа Q-48-XIII, XIV масштаба 1 : 200 000 считать данный объект проявлением редких земель [237]. Неясно, почему они полностью проигнорировали результаты работ по урану по данным ГГС-200.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. Территория листа характеризуется широким развитием проявлений оптического кальцита (исландского шпата). Южная часть площади занята нижнетриасовыми вулканогенными образованиями, в минерогеническом отношении относится к Тунгусской раннетриасовой шпатоносной области. В ее пределах в юго-западной части листа, где наблюдается повышенное количество шпатопроявлений, выделен Нидымский шпатоносный район.

Всего на территории листа выявлены 34 объекта оптического кальцита, из которых 13 отнесены к рангу проявлений, а 21 – к пунктам минерализации. Практически все проявления (за одним исключением) расположены в пределах Нидымского шпатоносного прогнозируемого района.

Проявление Нэлгэкэг 1 (V-2-7) охватывает правый склон долины р. Туру вверх по течению от устья р. Нэлгэкэг, где отмечаются пять лавовых покровов нидымской свиты (T₁nd) с маломощными, но выдержанными по простиранию прослоями туфоалевролитов между ними. В основании лавовых покровов отмечаются линзы шаровых лав; очень часто глыбы шаровых лав сложены мандельштейнами. В миндалекаменной зоне (мощностью 3–4 м) первого снизу покрова на протяжении 0,5 км наблюдаются кальцитовые прожилки мощностью 1–7 см и длиной до 0,5–1 м, часть из которых переходит в крупные гнезда

размерами до $0,5 \times 2,2$ м. Центральные части гнезд нередко заполнены глиной с кристаллами исландского шпата (преобладающий размер – 4–10 см). Они хорошо огранены, с поверхности замутнены, внутри бесцветные и прозрачные. В шаровых лавах (мощностью до 7 м) третьего снизу покрова на протяжении 1,2 км встречаются гнезда с кварц-кальцитовой минерализацией, в которых кристаллы исландского шпата достигают размеров $5 \times 8 \times 10$ см. Они, как правило, не имеют четких кристаллографических очертаний, повторяя форму пустот, и окрашены в желтоватый цвет. Реже встречаются бесцветные прозрачные кристаллы. Основные дефекты – сильная трещиноватость, обилие механических двойников, включения морденита. В 1960 г. при производстве разведочных работ пройдено 2550 м^3 горных выработок и получено только 35 г кондиционных кристаллов. В 1966 г. пройдено 850 м^3 горных выработок, отобрано 11,4 кг кристаллов, но кондиционного материала среди них не оказалось из-за обилия дефектов. По данным поисковых работ [325, 367], благоприятная геологическая обстановка, а также интенсивная минерализация позволяют считать участок заслуживающим постановки более детальных разведочных работ. По другим данным, проявление признано неперспективным вследствие отсутствия кондиционного сырья и сложных горнотехнических условий [118].

Проявление Нэлгэкэг 2 (V-2-8) находится на правом склоне одноименной реки на отрезке 1,5–2,5 км выше ее устья. На данном участке выявлены пять покровов базальтов нидымской свиты. Кальцитовая минерализация приурочена к шаровым лавам мощностью 6–12 м в основании второго снизу базальтового покрова и прослежена вдоль склона долины на протяжении 300–350 м. Наиболее минерализованной является центральная часть линзы шаровых лав, где упаковка сфероидов рассредоточенная.

В лавах встречены полости размерами от $2 \times 3 \times 4$ до $5 \times 5 \times 10$ см и очень редко до $40 \times 40 \times 50$ см. По стенкам развиты морденит и гейландит, а кристаллы исландского шпата наблюдаются в центральных частях полостей. Это обычно хорошо ограненные скаленоэдры до 20 см в основании, на поверхности поросшие зеленым селадонитом и морденитом. Основные дефекты – пылеватые включения по зонам роста и трещиноватость по спайности.

На данном участке преобладает гнездовой тип скоплений. Для кристаллов исландского шпата характерны неправильная форма, кристаллографические двойники, трещиноватость, окраска в слабо-чайный цвет. Максимальные размеры кристаллов, найденных в делювии, составляют 30 см в поперечнике.

На проявлении произведено 730 м^3 горных работ, получено 9 кг кристаллосырья, из них только 40 г признано кондиционными. Проявление признано неперспективным [118, 326].

На описанных ниже проявлениях Мотынга 1, Мотынга 2 и Приозерный в 1969 г. были проведены поисково-разведочные работы [323].

Проявление Мотынга 1 (V-2-4) расположено на левом борту р. Туру в 1 км выше устья р. Мотынга. Здесь в миндалекаменных зонах двух лавовых покровов нидымской свиты, в основании которых отмечаются шаровые лавы, встречены полости размерами от $5 \times 10 \times 10$ до $20 \times 25 \times 30$ см. Бесцветные кристаллы исландского шпата длиной до 13–17 см наблюдаются в центральных частях полостей только в одной из канав, другими выработками вскрыты лишь мелкие

(до 5–6 см³) гнезда, выполненные кальцитом и полупрозрачным исландским шпатом. Кроме того, в шаровых лавах этих же покровов отмечается слабая цеолит-кальцитовая минерализация с редкими кристаллами исландского шпата длиной до 15 см. На проявлении произведено 960 м³ горных работ, получено 20 кг кристаллосырья, кондиционных кристаллов не оказалось. Проявление признано неперспективным [118, 323].

Проявление Мотынга 2 (V-2-5) расположено на левом борту р. Туру в 3 км выше устья р. Мотынга. Минерализация связана с шаровыми лавами в основании покрова базальтов нидымской свиты. Мощность горизонта шаровых лав – 5–8 м, протяженность выхода – 1,6 км. В них встречаются полости размерами от 1 × 2 × 3 до 2 × 5 × 10 см, редко – до 10 × 20 × 30 см. По стенкам развит мелкокристаллический кальцит, а кристаллы исландского шпата размером до 3–5 см наблюдаются в центральных частях полостей. Они окрашены в чайно- или светло-желтые тона, сдвойникованы и трещиноваты. На проявлении произведено 1660 м³ горных работ, кондиционных кристаллов не получено. Проявление признано неперспективным [118, 323].

Проявление Приозерный (V-2-6) расположено на правом борту р. Туру в 3,3 км ниже устья р. Нэлгэкэг. Минерализация приурочена к миндалекаменным зонам двух лавовых покровов нидымской свиты, где имеются небольшие гнезда (1–5 см в поперечнике) и редкие полости до 15 × 20 × 20 см, в которых встречаются кристаллы исландского шпата размером до 7–10 см. Они бесцветные, светло-желтые и зеленоватые. Основные дефекты – многочисленные двойники, трещиноватость по спайности, включения селадонита. В шаровых лавах этих же покровов отмечается слабая кальцитовая минерализация. На проявлении произведено 1080 м³ горных работ, получено 18 кг кристаллосырья, кондиционного материала не оказалось. Проявление признано неперспективным [118, 323].

Проявление Ленко (V-3-8) расположено на правом берегу р. Туру в 7,6 км выше устья р. Ленко. Гнездово-жильная минерализация приурочена к шаровым лавам нижней части разреза нидымской свиты, представленным округлыми или овальными глыбами мелкокристаллического бурого базальта размерами 0,5–2 м. Минерализация концентрируется преимущественно в дресве шаровых лав, слагающих линзу мощностью 20–22 м и длиной 5 км в основании базальтового покрова. Исландский шпат в ассоциации с кальцитом, гейландитом, морденитом, анальцитом и апофиллитом слагает центральные части гнезд, размеры которых достигают 0,5 × 0,6 × 0,8 м, и раздувы (до 20–25 см) прожилков. Кристаллы шпата (от 7 × 8 × 10 до 30 × 35 × 40 см) обычно имеют скаленоэдрическую, реже ромбоэдрическую форму и окрашены в желтоватый и зеленовато-желтый цвета. Пройдено 5370 м³ выработок и добыто 25 кг сырья III сорта [119, 367].

Основными дефектами исландского шпата являются обильные включения морденита, селадонита, механические двойники, двойники роста, большое количество ирризирующих трещин. Кондиционного материала не получено, на основании чего проявлению дана отрицательная оценка [324].

Проявление Левобережное (V-3-9) расположено на левом берегу р. Туру в 8 км выше устья р. Ленко и связано с той же линзой шаровых лав, что и проявление Ленко, но отличается более плотной упаковкой шаров и поз-

тому характеризуется более бедной шпатовой минерализацией. Кристаллы исландского шпата размером до $5 \times 9 \times 12$ см встречаются в центральных частях полостей. Кроме того, кристаллы исландского шпата длиной до 20 см встречаются в раздувах (0,6 м) кальцитовой жилы, секущей базальтовый покров. На проявлении пройдено 510 м^3 горных выработок, кондиционных кристаллов не обнаружено [119].

Оценивая в целом результаты специализированных крупномасштабных работ в бассейне р. Туру, их исполнители отмечали, что без применения бурения в подобных перспективных районах они дают не вполне представительный материал для достаточно обоснованных геологических выводов [324].

Проявление река Лев. Делимэкит (VI-1-3) расположено на левом берегу одноименной реки в 5,5 км от ее устья. Здесь в нижней части обнажения базальтов нидымской свиты в линзе шаровых лав встречены крупные кристаллы исландского шпата. Он содержится в гнездах размером до 20 см в поперечнике. Гнезда располагаются как в самих шарах, так и между ними в дресвяной массе. В делювии под обнажением найден обломок кристалла размером $30 \times 30 \times 30$ см. Шпат слабо окрашен в желтовато-коричневатый цвет, с двойниками роста, содержит включения морденита. Проявление считается перспективным, но не является первоочередным [28].

Проявление река Ниж. Тунгуска 1 (VI-1-5) расположено на правом берегу р. Ниж. Тунгуска в 7 км ниже устья р. Ниж. Кочечум. В обнажении глыбово-шаровых лав нидымской свиты встречены кристаллы исландского шпата, содержащиеся в гнездах, приуроченных к межшаровым промежуткам. Размеры гнезд – 10×20 см. Кристаллы исландского шпата наблюдаются также в крупных миндалинах пород. В осыпи под обнажением найдены обломки шпата размером 30×30 см. Шаровые лавы нидымской свиты прослеживаются также и на левом берегу реки. Здесь были обнаружены крупные кристаллы исландского шпата темного чайного (желтовато-коричневого) цвета, трещиноватые, с двойниками роста. Это проявление рекомендовано для проведения на нем дальнейших работ [28].

Проявление река Подушка (VI-3-9) расположено в верхнем течении одноименной реки. На площади около $2,5 \text{ км}^2$ прослежено пять минерализованных зон, связанных с шаровыми лавами и миндалекаменными базальтами двух покровов нидымской свиты. Наибольший интерес представляет зона в приустьевой части верхнего правого притока р. Подушка протяженностью 300 м и мощностью 1–2 м. В миндалекаменных базальтах отмечаются редкие гнезда размером 3–15 см в поперечнике и прожилки мощностью 1–3 см с единичными кристаллами исландского шпата размером 3–10 см по ребру. На участке увеличения мощности миндалекаменных базальтов непосредственно вблизи зоны брекчирования отмечаются гнезда (10–50 см) с кристаллами исландского шпата размерами от $5 \times 5 \times 15$ до $50 \times 40 \times 30$ см.

Другие зоны этого проявления по р. Подушка представлены минерализованными шаровыми лавами. Протяженность зон – 150–300 м, мощность – 6–10 м. Исландский шпат слагает редкие гнезда (3–10 см в поперечнике) с кристаллами размером 5–10 см по ребру.

Окраска кристаллов от слабо-желтой до густо-чайной; встречаются дефекты: трещины по спайности, механические двойники, рассеянные твердые

включения. Из добытого на проявлении 95 кг кристаллосырья при обогащении получено 0,180 кг ромбоэдров и 0,760 кг пинакоидальных пластин, которые могут быть приняты в кондицию при условии их обесцвечивания. Все кондиционное сырье взято из миндалекаменных базальтов. Проявление перспективно ввиду обилия минерализованных зон и наличия кондиционного сырья [112, 422].

Проявление река Хорки 2 (VI-3-8) расположено на одноименной реке в 16 км от ее устья. Здесь минерализованная зона длиной около 2 км приурочена к линзовидным телам шаровых лав нирымской свиты протяженностью 30–250 м и мощностью 1–6 м. Исландский шпат слагает гнезда (2–15 см в поперечнике) и прожилки мощностью 0,5–3 см; в одном случае им выстланы стенки полости размером 1 × 2 × 3 м. Повышенная минерализация отмечается в зонах брекчирования.

Кристаллы исландского шпата скаленоэдрической и ромбоэдрической формы размером от 3 × 5 до 7 × 10 × 15 см, бесцветные или окрашенные в бледно-желтый цвет, некоторые из них покрыты морденитовой рубашкой. Отмечаются дефекты: трещиноватость, пылевидные включения, механические двойники, иногда слабая замутненность в краевых частях.

Из коренных пород отобрано 107 кг кристаллосырья, кондиционного материала не получено. Наиболее крупный кристалл весом 8 кг не обогащался, так как был передан в Минералогический музей АН СССР. Кондиционное сырье – 0,05 кг ромбоэдров I сорта первой категории получено из 23,8 кг кристаллосырья, собранного в аллювии. Проявление перспективно ввиду широкого развития на данной площади шаровых лав и минерализованных зон в них, а также наличия кондиционного сырья [112, 423].

Проявление река Пирда 2 (VI-4-5) расположено на левом берегу р. Пирда в 20,4 км выше устья р. Хорки и приурочено к базальтам кровли покрова и залегающим выше шаровым лавам нирымской свиты, образующим линзовидные тела мощностью 0,5–6 м и протяженностью 25–150 м. Минерализованные базальты перекрываются маломощными пепловыми туфами, которые послужили экраном для рудоносных растворов. Общая протяженность продуктивной зоны – около 800 м, мощность – 1–6 м. Распределение минерализации неравномерное, более интенсивная локализуется на участках с повышенной трещиноватостью, а также приурочена к линзам шаровых лав большей мощности.

В шаровых лавах отмечаются прожилки мощностью 2–3 см (в раздувах до 7 см) и гнезда размером 3–15 см в поперечнике, в базальтах – крупные щелевидные гнезда размером 10 × 30 см, содержащие кристаллы исландского шпата. Размеры их – от 2 × 3 до 15 × 20 × 30 см, цвет – от бледно- до темно-чайного. Отмечаются дефекты: трещиноватость по спайности, включения морденита по краям кристаллов, механические двойники. Из добытых 42 кг кристаллосырья при обогащении получено 0,685 кг пластин II сорта, преимущественно первой категории. Проявление перспективно ввиду широкого развития минерализованных зон и наличия кондиционного сырья [112, 423].

Проявление Омакта (VI-5-11) расположено на левом берегу р. Ейка в 1,7 км к юго-западу от устья р. Нерундакан в обнажении туфов учамской свиты (Т,иС). Проявление представляет собой линейную зону сближенной субпараллельной

трещиноватости протяженностью 190 м и мощностью от 0,3 до 8 м. На глубину она прослежена в обнажении до 12 м. Внутри зоны выделяется осевой шов, сложенный тектонической брекчией карбонатизированных и цеолитизированных туфов на кальцит-морденитовом цементе с прожилками и жилами кальцита, гнездами и полостями исландского шпата и сопутствующей минерализацией: халцедоном, морденитом, пиритом и марказитом.

Исландский шпат в виде мелких кристаллов и гнезд встречается как в основном шве, так и по оперяющим трещинам. В узле их сопряжения образуется локальная клиновидная зона дробления мощностью до 2 м. В нижней части клина наблюдаются изометричные и щелевидные полости размерами от $0,8 \times 0,5 \times 0,6$ до $1,5 \times 0,5 \times 1,2$ м, выполненные кристаллами исландского шпата и сопутствующей минерализацией.

На шпатоносном теле отобрана валовая проба объемом 32 м^3 , извлечено 300 кг кристаллосырца; на обогащение отправлено 134,6 кг промышленного шпата-сырца, из которого получено 0,415 кг оптического кальцита. Он представлен в основном пластинами группы Б, Ш сорта, третьей категории, хотя встречаются пластины группы А, II сорта.

В целом территория в районе данного проявления была рекомендована под общие поиски масштаба 1 : 25 000 первой очереди [417].

Остальные объекты оптического кальцита, выявленные на территории листа, отнесены к рангу пунктов минерализации. По своим геологическим особенностям они сходны с описанными выше проявлениями, отличаясь только масштабами обнаружения. Сведения по ним имеются в базе данных.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Целестин. Стронциеносность отложений ордовика в бассейне р. Мойерокан выявлена еще в начале 1960-х годов работами СНИИГГиМС, которыми установлена рассеянная вкрапленность целестина по всему разрезу этих отложений.

На территории листа отмечены два пункта минерализации целестина. Целестиновая минерализация осадочного генезиса встречается в кембрийских и ордовикских карбонатных породах. В *пункте минерализации река Мойерокан 11* (II-4-3) в низах разреза кочаканской свиты ($O_{1-2}K\check{C}$) среди красноцветных мергелей встречен прослой доломита (5 см), насыщенный целестином в виде агрегатов призматических зерен размером до 1,5 мм и в секрциях до 2 см с радиально-лучистой ориентировкой кристаллов. Среднее содержание стронция в прослое – 17,5 %. Выше по разрезу в прослое серых плитчатых доломитов (1,2 м) целестин образует радиально-лучистые агрегаты диаметром 2–10 см, а также два тонких (1,5 см) выдержанных прослойка с мелкокристаллической структурой. Содержание стронция в доломитах – 0,1–0,9 %, местами до 3,66 %. В верхах свиты целестин обнаружен в водорослевых известняках (горизонт мощностью 1,5 м) в виде мелких (до 2 мм) агрегатов или отдельных хорошо образованных кристалликов. Содержание стронция достигает 1,1 % [237].

В пункте минерализации река Прав. Арга-Сала 1 (I-4-4) целестин в ассоциации с халькозином приурочен к отложениям ирбуклинской свиты ($\text{Є}_3\text{-O}_{1r}$) [57, 310].

Вблизи от этих пунктов минерализации выявлены пять точечных геохимических аномалий бария и стронция, что подтверждает широкое развитие этих элементов в карбонатных осадочных образованиях нижнего палеозоя [447].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфатные

Апатит. В пределах листа выявлено одно проявление апатита, относящееся к апатит-магнетитовой рудной формации.

Проявление Аян 1 (Ш-1-9) расположено в верховьях р. Мойеро на ее правом берегу, в 3 км ниже устья правого притока – р. Гонгдакан. Детальное геологическое описание этого объекта приводится в разд. «Уран». Здесь следует только еще раз напомнить, что по поводу генетической сущности данного проявления есть две точки зрения. По мнению авторов отчета по ГГС-200 [447], данный объект представляет собой тектонический горст карбонатных пород девона, подвергшийся скарнированию и метасоматозу, вызвавшем уран-apatит-магнетитовое оруденение. С точки же зрения авторов настоящего раздела, объект представляет собой шток карбонатитов маймеча-котуйского комплекса с характерным апатит-магнетитовым оруденением и повышенными содержаниями урана и редких земель, также характерными для карбонатитов.

Что касается апатитового оруденения, то непосредственно в рудном теле, по данным петрографических исследований, содержание апатита составляет до 50 %, кальцита – 35 %, магнетита – 10–12 %, что, скорее всего, соответствует обычной для карбонатитов франколитовой коре выветривания, несмотря на то, что содержание фосфора по рентгеноспектральному анализу составляет всего 2–4 % [237, 447].

Таким образом, можно констатировать, что апатитное оруденение на данном объекте явно недоизучено.

Фосфорит. Фосфоритовая минерализация прослежена в бассейнах рек Мойеро и Мойерокан и приурочена к отложениям среднего и, в меньшей мере, верхнего ордовика. На этой территории выявлено пять проявлений фосфоритов, относящихся к фосфорито-герригенно-желваковой формации. Все они приурочены к верхам мойеронской свиты (O_2m).

Наиболее полно горизонт фосфоритов вскрыт на р. Мойеро в 13 км ниже устья р. Мойерокан. Здесь на *проявлении устье р. Бугарикта (I-3-9)* горизонт имеет мощность около 7 м и сложен кварцевыми песчаниками красными, бурными, желтыми или пятнистоокрашенными, мелко-, крупнозернистыми. Текстура их массивная, плитчатая, участками косослоистая, цемент пор карбонатный, глинисто-карбонатный. Песчаники в нижней части содержат отдельные прослой и линзы (мощностью 0,1–1,0 м) красных кварцевых алевролитов, органогенно-обломочных известняков, конгломератов и гравелитов.

В известняках фосфорит содержится в виде зерен размером 1–2 мм, редко 5–7 мм (до 2 %). Более высокое (в среднем 2–6 %) содержание фосфоритовых зерен отмечается в песчаниках. Здесь они распределены неравномерно, составляя в отдельных неясно выраженных линзочках до 10–12 % объема породы. Наиболее богаты фосфоритом (70–80 %) серые, темно-серые гравелиты мощностью 15–20 см. Гравелит сложен в основном округлыми с гладкой поверхностью, реже таблитчатыми зернами фосфорита размером 0,5–2,5 мм с резко подчиненным количеством угловато-окатанных зерен кварца. Цементирующая масса (10–15 % породы) гравелита поровая, участками базальная, представлена кальцит-кварцевым алевролитом с фосфатным цементом. Как минеральный вид фосфорит может быть отнесен к коллофану. Среднее содержание фосфорита по горизонту составляет около 2–3 % [447].

Литологический облик фосфоритоносного горизонта и содержание в нем полезного компонента в общем выдержаны по площади. Вместе с этим мощность горизонта несколько уменьшается в восточном направлении. На *проявлении река Мойерокан 7 (II-4-10)* она не превышает 5 м. В подошве песчаников здесь наблюдается прослой гравелитов, содержащих плоскую гальку фосфоритов размером до 2 см. Его мощность составляет 0,3 м [237, 447].

На *проявлении левый приток р. Мойерокан (II-3-3)* мощность богатых фосфатами (до 75–85 %) гравелитов возрастает до 0,4–0,5 м. Гравелиты сложены округлыми, реже угловато-окатанными стяжениями, иногда оолитами и желваками фосфатов размером 0,5–6 мм с резко подчиненным количеством зерен кварца. Цементирующая масса (15–40 %) представлена глинистым или фосфатным веществом с включениями угловатых зерен кварца алевритовой размерности. В перекрывающих песчаниках содержание фосфатных обособлений (1–2 мм) составляет 5–30 % обломочной части. По данным химического анализа трех проб, содержание P_2O_5 в гравелитах убывает вверх по разрезу, составляя 22,75, 15,25 и 11,60 % [237, 447].

В целом по всем проявлениям содержание P_2O_5 в породах следующее: в гравелитах – 11,60–23,47 %, в песчаниках – 2,45–6,10 %. В связи с гравелитами отмечается повышенное содержание урана – до 0,0026 % [447].

Фосфоритоносность отложений верхнего ордовика значительно ниже. Лишь в красных плотных органогенно-детритовых известняках джеромской свиты (*O_{3d}j*) наблюдаются редкие мелкие (до 1 мм) зерна фосфоритов. Сами эти известняки образуют маломощные (до 0,1 м) быстро выклинивающиеся линзы на фоне глинистых отложений.

Редкие знаки фосфорита рассеяны в аллювии рек; в одном случае они образуют шлиховой ореол – *правый приток реки Оленёк 2 (I-4-8)*. На этом участке фосфоритоносный горизонт срезан предсилурийским размытием. Ореол обусловлен, видимо, разрушением пород горизонта.

Несмотря на высокие содержания P_2O_5 в отдельных разностях пород и широкое площадное развитие фосфоритоносного горизонта, проявления фосфоритов не имеют практического значения ввиду малой мощности продуктивных пород [447].

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Диатомит. В пределах листа показано 7 проявлений диатомита. Пять из них в виде отдельной группы находятся в обширной котловине оз. Сурингда в бассейне верхнего течения р. Вилуи и приурочены к озерным осадкам неоплейстоцена. Два расположены отдельно, но также приурочены к озерным котловинам. При минерагеническом районировании пять относительно близких проявлений диатомита объединены в Сурингдинский плейстоценовый прогнозируемый рудный район.

Сурингдинские проявления представляют собой несколько скважин, пробуренных в районе одноименного озера. Выявлены они при проведении ГГС-200 [446].

Диатомит представляет собой светло-серую легкую породу, состоящую более чем на 50 % из опала органического происхождения – полых панцирей диатомовых водорослей, которые придают ей пористость и легкость. Химический состав (%): SiO_2 – 46,11–57,87, Al_2O_3 – 13,45–14,86, Fe_2O_3 – 10,67–12,00, TiO_2 – 0,92–1,09, CaO – 2,80–4,16, MgO – 3,76–4,10, ппп – 5,72–7,52.

Проявление река Актаг (IV-4-4) расположено на правом берегу р. Актаг в 9 км от оз. Сурингда, где пробурена скв. 1. В интервале 5,5–13,0 м вскрыты желтовато-серые диатомиты, перекрывающиеся песками и глинами и подстилающиеся моренными отложениями. Мощность – 7,5 м.

Проявление озеро Сурингда 1 (IV-4-5) расположено на северном берегу оз. Сурингда, где пробурена скв. 3. В интервале 1,0–12,0 м вскрыты диатомиты светло-серые, вверху (в интервале 1,0–4,0 м) – с примесью органики. Мощность слоя диатомитов – 11 м.

Проявление озеро Сурингда 2 (IV-4-6) расположено на правом берегу р. Сурингда-Хон в 1 км к востоку от озера, где пробурена скв. 2. В интервале 5,0–16,1 м вскрыты диатомиты желтовато- и светло-серые с редкими маломощными (2–3 см) прослоями глин в средней части пачки. Мощность – 11,1 м. Перекрыты современными четвертичными отложениями, подстилаются моренными отложениями.

Проявление озеро Сурингда 3 (IV-4-7) расположено на северо-восточном берегу оз. Сурингда, где пробурена скв. 24. В интервале 0–10,5 м вскрыты диатомиты светло-серые, в верхней части – слабопесчанистые, отнесенные к озерным осадкам. Видимая мощность – 10,5 м.

Проявление озеро Сурингда 4 (IV-4-8) расположено в 9,5 км к юго-востоку от истока р. Сурингда-Хон, где пробурена скв. 25. В интервале 12,0–18,5 м вскрыты диатомиты светло-серые слабоалевритистые, отнесенные к озерным осадкам. Видимая мощность – 6,5 м. Перекрыты переслаивающимися песками, супесями, суглинками, гравийниками.

В пределах Сурингдинского диатомитового плейстоценового прогнозируемого района залежь диатомита прослежена на локальном участке площадью около 200 км² [446]. При средней мощности залежи 9 м [119] прогнозные ресурсы составят 1800 млн м³ (2700 млн т), что соответствует крупному месторождению.

Два проявления диатомитов расположены за пределами Сурингдинского района.

Проявление Колемтенгда (V-5-3) расположено на междуречье Туру – Улахан-Вава. Диатомиты выстилают днище котловины оз. Колемтенгда и представлены белыми, серыми и серовато-бурыми разностями пород. Они вскрыты горными выработками и имеют видимую мощность около 4 м. Площадь распространения диатомитов – около 5 км². Отсюда их ресурсы составят 20 млн м³. По химическому составу они близки к диатомитам Сурингдинских проявлений [446].

При испытании диатомитов (одна проба) на пригодность для производства строительного легковесного кирпича и термолита были получены отрицательные результаты. Установлено, что в диатомите при промывке на ситах остается много крупных включений, сырье низкодисперсное с преобладанием фракции 0,06–0,01 мм (26,65 %), среднепластичное (число пластичности – 24,7), легкоплавкое (показатель огнеупорности – 1220 °С), неспекающееся, малочувствительное к сушке, с водопоглощением от 33,9 до 45 % и температурой обжига 950–1100 °С. Вместе с тем диатомит не анализировался как сырье для использования в других целях [119].

Проявление река Ленко 1 (VI-2-3) расположено в западине р. Ленко в ее верховьях. Диатомит образует прослой и линзы, а также сингенетическую примесь в озерных глинах. Само проявление представляет собой разбуренный участок (около 12 км²) на р. Ленко.

Продуктивная озерная толща представлена залежью диатомита с примесью (20–40 %) глины преимущественно монтмориллонитового состава. Сам диатомит представляет собой пепельно- или желтовато-серую очень легкую породу и характеризуется разнообразием видов и хорошей сохранностью панцирей диатомовых водорослей.

Залежь диатомита оконтурена двумя параллельными профилями скважин ручного бурения глубиной до 10 м. Мощность залежи составляет 1–5 м, наибольшая – 7 м. Полная мощность не вскрыта. Продуктивная залежь перекрыта водно-ледниковыми и озерными отложениями мощностью 2–7 м. Контур залежи имеет форму трапеции площадью 5,25 млн м². При средней мощности 2 м ресурсы диатомита составят 10,5 млн м³ (или около 16 млн т).

Физические свойства диатомита, содержащего 40 % глинистой примеси, следующие: объемный вес – 1,44 г/см³, удельный вес – 2,61 г/см³, пористость – 44,82 %. Химический состав диатомита (%) на данном проявлении: SiO₂ – 56,54, Al₂O₃ – 12,09, Fe₂O₃ – 6,52, FeO – 3,79, TiO₂ – 1,52, MnO – 0,07, P₂O₅ – 0,02, CaO – 4,59, MgO – 4,58, SO₃ – 0,16, Na₂O – 1,30, K₂O – 0,74, ппп – 7,82. Диатомит может быть использован в качестве мягкого абразивного материала, как наполнитель легких бетонов и для изготовления теплоизоляционных материалов [28].

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Алмазы. В минерагеническом отношении в северо-восточной части листа выделено три алмазоносных таксона – Котуй-Анабаро-Оленёкская алмазоносная триасово-юрская прогнозируемая минерагеническая область, Далдыно-Алакитский алмазоносный позднедевонско-раннекаменноугольный район

и входящий в пределы последнего Нижнетомбинский прогнозируемый алмазоносный узел. Такое районирование несколько отличается от принятого в легенде Анабаро-Виллойской серии, о чем подробнее будет сказано в гл. «Закономерности...».

Коренные проявления алмазов на листе Q-48 не выявлены, но отмечаются 16 пунктов находок алмазов в аллювиальных отложениях, показанных на карте полезных ископаемых как проявления.

Проявление река Мойеро 9 (I-3-1) расположено в среднем течении р. Мойеро у северной рамки листа, в 10 км ниже устья р. Делингнэ. Здесь в аллювиальных отложениях террасы высотой 20 м в пробе объемом 7,7 м³ обнаружен один алмаз весом 0,6 мг и размером 0,9 × 0,8 × 0,5 мм [59, 427].

Проявление река Арга-Сала 1 (I-6-2) расположено на правом берегу реки Арга-Сала в 2 км выше устья р. Салка. Здесь из пробы объемом 17,8 м³ извлечено два кристалла алмаза размерами 2,0 × 1,2 × 0,8 и 0,8 × 0,5 × 0,3 мм. Русловой аллювий представлен валунно-галечным материалом с небольшой примесью песка и сложен на 65 % из известняков и на 35 % из долеритов [59, 382].

Проявление устье реки Салка (I-6-3) расположено в месте впадения данной реки в р. Арга-Сала. Здесь из русловых аллювиальных отложений было добыто 464 л концентрата, при обогащении которого извлечен один кристалл алмаза размером 1,7 × 1,7 × 1,6 мм [59, 382].

Проявление река Салка 1 (I-6-4) расположено в 1,11 км выше устья этой реки. Здесь из валунно-галечных русловых отложений, состоящих на 95 % из карбонатных пород и на 5 % из долеритов, взята проба объемом 10,5 м³. Из 52 л концентрата этой пробы был извлечен один кристалл алмаза размером 1,2 × 1,1 × 1,1 мм [59, 382].

Проявление устье реки Ниж. Томба (II-6-2) расположено на р. Ниж. Томба в 3,5 км от ее устья. Здесь из гравийно-галечных русловых отложений отобрана проба объемом 15,55 м³. Из полученного концентрата объемом 947 л извлечено три кристалла алмазов. Один имеет размеры 1,2 × 0,8 × 0,7 мм, вес – 1,2 мг; второй – 1,4 × 1,0 × 0,8 мм, вес – 1,4 мг; третий – 1,7 × 0,6 × 0,5 мм, вес – 1,4 мг [59, 441].

Проявление река Нинима 5 (III-6-2) расположено на косе р. Нинима в 16 км от ее устья. Здесь из аллювиальных отложений острова на р. Нинима (Непутевая) в пахарных канавах отобрано 193,6 м³ песков. После их обогащения из концентрата было извлечено три кристалла алмаза общим весом 20,8 мг. Содержание составило 0,107 мг/м³ [441].

Вблизи этого места в 2005 г. была отобрана валовая проба объемом 20 м³ из аллювия р. Нинима. В концентрате пробы установлен один алмаз I разновидности (по Орлову), прозрачный, в классе –2 + 1 мм весом 19,1 мг, содержание – 0,005 кар/м³ [462].

Проявление река Нинима 4 (III-6-3) расположено на косе р. Нинима в 20 км от ее устья. В аллювиальных отложениях поймы реки на косе площадью около 500 м² пройдены две канавы, из которых взяты пробы объемом 19 и 23 м³. Галечный материал представлен известняками (55 %), долеритами (40 %), кварцем и кварцитами (5 %). Из первой пробы было получено 2410 л концентрата, из которого при просмотре на рентгеновской установке был извлечен один обломок алмаза.

Кристалл алмаза бесцветный, прозрачный, представляет собой обломок переходной формы от октаэдра к додекаэдрюиду, ограниченный сколом по спайности. Блеск алмазный. На гранях – треугольные формы роста, наблюдаются наросты треугольных пластинок у их вершинок. Ребра широкие, ступенчатые, местами сноповидные. Часть граней имеет вмятины и небольшой ожелезненный шрам. Трещины отсутствуют. Включений нет. Свечение в рентгеновских лучах – голубое, слабое, в катодных лучах – голубое, яркое, в ультрафиолетовых – белесовато-фиолетовое, слабое. Размеры кристалла – $1,7 \times 1,1 \times 0,8$ мм, вес – 3,2 мг, сорт – борт [67, 348].

Проявление река Нинима 3 (Ш-6-5) расположено на косе р. Нинима в 24 км от ее устья на правом берегу. В аллювиальных отложениях поймы реки из канавы, пройденной в головной части косы, расположенной в 150 м ниже от размываемого борта 2-й террасы, отобрана проба объемом $2,5 \text{ м}^3$. Галечный материал: известняки – 60 %, долериты – 35 %, кварц и кварциты – 5 %. В концентрате объемом 261 л при просмотре на рентгеновской установке обнаружен кристалл алмаза.

Алмаз бесцветный, прозрачный, представляющий собой обломок додекаэдрида, ограниченный двумя сколами по спайности. Блеск алмазный. Сохранившиеся грани имеют грубую, продольную штриховку. Сохранилась одна грань октаэдра с толстыми пластинками роста в начальной стадии растворения. Ребра острые, изломанные. Грани шва сильно изломаны. Трещины отсутствуют, включений нет. Свечение в рентгеновских лучах – голубое, среднее, в катодных лучах – голубое, яркое, в ультрафиолетовых – желтовато-зеленое яркое. Размеры – $1,5 \times 1,3 \times 1,1$ мм, вес – 3,6 мг, сорт – борт [67, 348].

Проявление река Нинима 2 (Ш-6-8) расположено в 40 км от устья р. Нинима на косе длиной до 170 м и шириной до 60 м. В аллювиальных отложениях пройдена канава, из которой отобрана проба объемом $29,9 \text{ м}^3$. В концентрате пробы объемом $0,86 \text{ м}^3$ на рентгеновской установке обнаружен один кристалл алмаза.

Кристалл прозрачный, бесцветный, с алмазным блеском, в виде двойникового сростка пластинчатых октаэдров изометричной формы. Кристалл имеет треугольные грани ступенчатой формы, сложенные пластинками, ребра которых образуют совместно широкую ложбинку, заменившую ребро октаэдра. Вершинки октаэдров (грани куба) сильно расширены и покрыты системой квадратно-пирамидальных углублений. Отмечается небольшое включение графита. Трещин нет. Свечение в рентгеновских лучах – голубое, среднее, в катодных – голубое, яркое, в ультрафиолетовых – белесовато-голубое, среднее. Размеры кристалла – $0,8 \times 0,7 \times 0,6$ мм, вес – 0,8 мг, сорт – 2 [67, 348].

Проявление река Нинима 1 (Ш-6-9) расположено на р. Нинима в 48 км от устья. Опробованы русловые отложения, представленные гравийно-галечным материалом с небольшим количеством валунов, песка и глины. Они опробованы на глубину 1,5 м, объем пробы – $26,5 \text{ м}^3$, из которого получено 850 л концентрата. Извлечен один кристалл алмаза, представляющий собой обломок октаэдра, бесцветный, прозрачный, с алмазным блеском и сколами по спайности. Ребра широкие, округлые, как бы оплавленные. Вершинки острые. Трещин и включений нет. Износа не наблюдается. Размеры обломка кристалла – $2,3 \times 1,4 \times 1,0$ мм, сорт – борт [67, 347].

Проявление правый приток р. Нинима (Ш-6-12) расположено в бассейне р. Нинима на ее правом притоке р. Мас-Юрях в 6 км выше ее устья. Опробован гравийно-галечный материал русловых отложений, представленный преимущественно (95 %) долеритами. Из двух канав, пройденных в средней части кос до глубины 1,3 м, отобраны две пробы общим объемом 24 м³. После обогащения одной из проб (12 м³) получен концентрат объемом 340 л. При просмотре концентрата извлечено одно зерно алмаза в виде обломка двойникового сростка октаэдров, бесцветного, прозрачного с алмазным блеском. Остатки граней зеркально гладкие, блестящие. Ребра прямые, острые. Вершины зубчатые. Трещин и включений нет. Износа не наблюдается. Размеры зерна – 1,3 × 0,9 × 0,8 мм, сорт – борт [67, 347].

Проявление река Ниж. Томба 1 (Ш-6-4) расположено на р. Ниж. Томба в 10 км выше устья р. Нинима. Здесь из аллювиальных отложений речной косы отобрано две пробы – 40,75 и 27 м³. Галечный материал: известняки – 70 %, долериты – 25 %, кварц и кварциты – 5 %. Из концентрата первой пробы объемом 1126 л извлечено два зерна алмазов, из концентрата второй объемом 701 л – одно. Один кристалл – обломок додекаэдра, другой – двойниковый сросток додекаэдр-октаэдров, третий имеет форму додекаэдроида. Алмазы бесцветные, прозрачные и полупрозрачные, в двух есть трещины и тонкие включения графита. Размеры зерен – 1,3 × 1 × 0,7 мм, 1,2 × 0,9 × 0,7 мм, 1,7 × 1,3 × 1,1 мм, вес двух алмазов по 1,4 мг, а одного – 4,2 мг. Сорт – борт, 2 и 3 [67, 348].

Проявление река Ниж. Томба 2 (Ш-6-10) расположено на одноименной реке в 20 км выше устья р. Нинима. На этом участке опробовались русловые отложения, которые состоят, главным образом, из гравийно-галечного материала. В составе этих отложений преобладают известняки – в среднем составляют 60 %. В аллювиальных отложениях из канавы глубиной 1,5 м отобрана проба 10 м³. Из концентрата объемом 663 литра извлечено одно зерно алмаза в виде додекаэдроида, бесцветного, прозрачного, с небольшой каверной, без трещин и включений; износа не наблюдается. Размеры кристалла – 1,3 × 1,1 × 0,8 мм, сорт – борт [67, 347].

Проявление река Ниж. Томба 3 (Ш-6-7) расположено между двумя вышеописанными проявлениями в 15 км выше устья р. Нинима. Здесь при поисковых работах 2004–2007 гг. алмазы в количестве пяти кристаллов встречены в концентратах мелкообъемной (2 м³) и валовой (20 м³) проб. В мелкообъемной пробе обнаружено два кристалла I разновидности, ромбододекаэдр и осколок, вес их – 2,9 мг, содержание – 0,007 кар/м³. Из валовой пробы извлечено три кристалла, два типично-округлых и осколок, вес их – 3,0 мг, содержание – 0,0007 кар/м³ [462].

В верховьях р. Лев. Ниж. Виллойкан на его правом притоке руч. Галечный были отобраны две пробы из гравийно-галечного материала, имеющего следующий состав: известняки – 30 %, долериты – 60 %, кварц, кварциты и песчаники – 10 %. Одна проба (*проявление река Лев. Ниж. Виллойкан 2* (Ш-6-20)) объемом 23,9 м³ взята из канавы глубиной 0,6 м. Концентрат класса –2 + 0,5 мм составил 193 л. При его просмотре извлечено одно зерно алмаза, которое представляет собой обломок пластинчатого октаэдра, бесцветного, прозрачного, с алмазным блеском. Кристалл плоский, треугольный со сколами по спайности, грани блестящие со скульптурой треугольников, пластинчатые. Ребра ок-

руглые прямые, ступенчатые. Имеется одна каверна; трещин и включений нет. Размеры обломка кристалла – $3,0 \times 2,8 \times 1,5$ мм, сорт – борт [67, 347].

Другая проба – *река Лев. Ниж. Вилуйкан 1* (III-6-19) объемом $6,1 \text{ м}^3$ взята из канавы глубиной 0,3 м. Концентрат класса $-2+0,5$ мм составил 120 л. При его просмотре извлечено зерно алмаза в виде обломка пластинчатого октаэдра желтоватого цвета, прозрачного, с алмазным блеском, со сколами по спайности. Грани блестящие, без скульптуры. Ребра широкие, округлые. Наблюдаются мелкие трещинки, включений нет. Размеры обломка – $2,4 \times 1,5 \times 1,0$ мм, сорт – борт [67, 347].

На северо-востоке территории листа выявлены связанные с алмазами 7 шлиховых ореолов – 5 ореолов пироба и пикроильменита (I-6-5, II-6-4, II-5-10, II-6-9, III-6-1), 1 пироба (III-6-26) и 1 пикроильменита (I-6-8) [404], а также 21 локальная аэромагнитная аномалия предположительно трубчатого типа [313, 315, 316].

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

В пределах листа по результатам геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 выделено 7 пунктов минерализации поделочных камней: 3 – халцедонов, 2 – яшмоидов, 2 – аметиста. Все они расположены в юго-западной части листа в пределах развития вулканогенного комплекса нижнего триаса.

Халцедоны. Три пункта минерализации халцедонов описаны в пределах листа Q-48-XXV, XXVI. Они пространственно и генетически связаны с миндалекаменными плагиофировыми базальтами кочечумской свиты, которые при разрушении образуют суглинисто-дресвяный элювий мощностью 1–3 м. В него погружены глыбы халцедона, имеющие, как правило, караваеобразную форму и корявую ноздреватую поверхность [118].

Пункт минерализации правый приток р. Чина 1 (V-2-1) расположен на правом борту долины р. Оесикто, правого притока р. Чина. На участке водораздельной гряды площадью $2,5 \text{ км}^2$ наблюдаются скопления глыб разноцветных халцедонов (преобладающий размер – 0,1–0,15 м). Концентрация глыб – 5–6 шт. на 100 м^2 .

Пункт минерализации правый приток р. Чина 2 (V-2-2) расположен на левом борту долины р. Оесикто. В привершинной части водораздельной гряды в полосе длиной 6 км и шириной 0,5 км наблюдаются скопления глыб разноцветных халцедонов. Концентрация глыб – 5–6 шт. на 100 м^2 , преобладающий размер – 0,3–0,7 м, максимальный – до 1 м.

По окраске и рисунку в этих пунктах выделены четыре декоративные разновидности: 1) черно-зеленая с буроватым и голубовато-серым оттенком волнисто-полосчатая; оживляют камень широкие (10–15 мм) полосы, окрашенные в более светлые тона; 2) зеленовато-черная порода с рельефным дендритообразным рисунком; 3) сравнительно ярко окрашенный двухцветный камень, сочетающий красный и зеленый цвета различных оттенков и интенсивности неоднородного пятнисто-полосчатого рисунка; 4) сургучно-красного темного тона камень с прожилково-пятнистым рисунком на срезах. В декоративном плане наибольшее внимание привлекает третья разновидность.

При оценке халцедонов установлено, что размеры бездефектных участков не превышают 30×30 мм, что снижает качество сырья. Однако необходимо учитывать, что образцы отбирались из элювиальных отложений, для которых естественна повышенная дефектность. Для более объективной оценки необходимо отбор проб из коренных пород.

Пункт минерализации река Прав. Чина (V-2-3) расположен на правобережье одноименной реки. Здесь на плоской поверхности водораздела площадью 1 км^2 встречаются обломки (0,1–0,15 м) яркоокрашенного красного и зеленого халцедона, серого трубчатого натечного халцедона и желваки халцедона-моховика. Окраска последних светло-серая со слабым сиреневато-голубоватым оттенком. Рисунок обусловлен наличием золотисто-желтых и буроватых ветвящихся волосовидных образований, которые создают причудливые «моховые» скопления.

Яшмоиды. Два пункта минерализации яшмоидов описаны в пределах территории листа Q-48-XIX, XX.

Пункт минерализации река Корвунчана 2 (IV-1-2). На правобережье р. Корвунчана на вершине водораздела отмечаются высыпки миндалекаменных базальтов кочечумской свиты. Среди них на площади около $0,5 \text{ км}^2$ встречены обломки яшмовидных пород желтовато-зеленых и красных расцветок, имеющие размеры до 3–4 см, редко до 10 см в поперечнике.

Пункт минерализации озеро Неконгдакон (IV-2-5) также приурочен к миндалекаменным базальтам кочечумской свиты. Здесь на расстоянии около 2–3 км к востоку от оз. Неконгдакон на протяжении 1–3 км вдоль склона на гипсометрическом уровне 570–580 м встречаются элювиально-делювиальные глыбы яшмовидных пород зелено-желтой и сургучно-красной расцветок. В них наблюдаются прожилки и пустоты, выполненные белым, иногда слабо-розовым кварцем. Глыбы имеют размеры 0,2–0,7 м в поперечнике.

Макроскопическое исследование штуфных проб яшмовидных пород показало, что они имеют неравномернозернистую (от криптозернистой до среднезернистой) структуру. Окраска их неоднородная, рисунок в целом неопределенный. На поверхности необработанных штуфов наблюдаются дефекты: поры и каверны диаметром до 3–5 мм.

Микроскопические исследования показали, что яшмовидные породы имеют кварц-халцедоновый состав и неоднородную структуру: сферолитовую, реликтивно-органогенную, инкрустационную, гетеробластовую. Минералы-хромофоры – гематит, лимонит, хлорит, эпидот.

Художественно-декоративные качества камней снижаются многочисленными дефектами – шагренью, порами, кавернами, мякотинами. К числу недостатков относятся также малые размеры бездефектных (кондиционных) зон, не превышающие 80×35 мм [19].

Аметисты. Два пункта минерализации аметистов описаны в пределах листа Q-48-XXV, XXVI [118].

Пункт минерализации река Туру 4 (V-1-1) расположен на правом борту р. Туру в 4,5 км выше устья р. Верх. Турукан, где в обнажении протяженностью 500 м и высотой 65 м нижняя часть мощностью 12–15 м сложена мас-

сивными и миндалекаменными базальтами нидымской свиты, в которых встречаются жилы халцедон-кальцитового состава с гнездами кристаллического кварца и слабоокрашенного аметиста. Залегание жил преимущественно горизонтальное, мощность их – 2–5 см, длина 0,2–3 м.

Пункт минерализации река Туру 6 (V-1-3) расположен на правом борту р. Туру в 5,3 км ниже устья р. Чина. Здесь базальты нидымской свиты сечет субвертикальная жила мощностью до 30 см, прослеженная на 2 м. Жила сложена цветным халцедоном с отдельными линзовидными жеодами кристаллического кварца и аметиста мощностью 3–10 см, длиной до 20 см. Отобрана проба весом 30 кг, представленная щетками кристаллов аметиста. Окраска их очень неоднородна: от бесцветной в основании кристалла до бледно-сиреновой или фиолетовой в головке. В пределах одной щетки кристаллы различаются по интенсивности окраски. В кристаллах наблюдается большое количество трещин, поэтому бездефектные участки аметиста малы.

Аметисты обоих проявлений не отвечают требованиям отраслевых стандартов к ювелирному сырью из-за недостаточно высоких декоративных качеств и обилия дефектов, но могут использоваться как коллекционный материал.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Месторождения стройматериалов на территории листа отмечались всеми авторами проводимых здесь геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, однако детальных их исследований практически не осуществлялось. Последнее обстоятельство обусловлено тем, что инфраструктура территории не развита и практической необходимости в поиске стройматериалов здесь не возникло. Тем не менее, с учетом приведенных описаний, на настоящей КПИ масштаба 1 : 1 000 000 показаны месторождения основных пород, известняков и кирпичных глин.

Основные породы (долериты и базальты). Породы основного состава – долериты и базальты – широко распространены на территории листа и слагают значительные по площади и по мощности тела. На карте показано 6 объектов этого вида полезных ископаемых, на тех участках, где проведены испытания их физико-механических свойств.

Месторождение река Ниж. Томба 4 (II-6-14) расположено на левом берегу р. Ниж. Томба ниже устья р. Нинима и приурочено к восточному окончанию пластового тела долеритов, залегающему среди силурийских отложений. При проведении физико-механических испытаний долеритов в петрофизической лаборатории ЯТГУ получены следующие результаты: объемный вес – 3,0 г/см³, удельный вес – 3,05 г/см³, водопоглощение – 0,1 %, пористость – 1,6 %; предел прочности при сжатии в кг/см²: в сухом состоянии – 1990, в насыщенном водой – 1860, после испытаний на морозоустойчивость – 1860, коэффициент размягчения – 0,93, коэффициент морозостойкости – 1,0. Потеря в весе в растворе сернокислого натрия после 15 циклов составляет 0,2 %. Долериты месторождения по своим физико-механическим свойствам отвечают требованиям на строительный бутовый камень марки «800» [404].

Месторождение река Корвунчана 4 (IV-1-5) расположено на р. Корвунчана в 1 км ниже устья р. Бугарикта. Базальты образуют коренные выходы до 10–15 м высотой по долине реки. Для определения возможности применения в качестве различных строительных материалов были проведены физико-механические испытания массивных базальтов из нижнего маркирующего покрова кочечумской свиты.

Были получены следующие результаты: объемный вес – 2,91 г/см³, удельный вес – 2,96 г/см³, водопоглощение – 0,12%, пористость – 1,69%. Механическая прочность (среднее из трех образцов): в сухом состоянии – 1261 кг/см², после пяти суток замачивания – 652 кг/см², после 15 циклов в сернокислом натрии – 1402 кг/см², при изгибе – 22,51 кг/см². Прочность при истирании: потери при истирании – 0,061 г/см², коэффициент истирания – 1,77. При испытаниях на морозостойкость потери в весе составляют 0,4–4,8%.

Данные анализов показывают, что базальты пригодны для приготовления щебня в балластном слое железнодорожных путей, в качестве заполнителя при изготовлении гидротехнического бетона, облицовочных плит, для изготовления щебня при дорожно-строительных работах. По химическому составу они соответствуют требованиям к сырью для производства тугоплавкого и кислотоупорного каменного литья.

Запасы базальтов практически не ограничены, а разработка их может производиться открытым способом [19].

Другие месторождения основных пород, показанные на КПИ, по своим характеристикам не отличаются от вышеописанных.

Карбонатные породы (известняки). Месторождения известняков приурочены к нижнепалеозойским отложениям преимущественно карбонатного состава, развитым в северной и северо-восточной частях листа. На карте показано 4 таких объекта, хотя при целенаправленном исследовании их можно выделить значительно больше.

Месторождения река Арга-Сала 2 (I-6-1), река Салка 2 (I-6-6), река Алылах (I-6-7) приурочены к верхнекембрийским, а *месторождение река Неперенде 2 (II-6-11)* – к ордовикским отложениям. Пробы из этих месторождений были подвергнуты химическому карбонатному анализу в химической лаборатории Амакинской экспедиции. Интервалы содержаний составили (%): CaO – 41,96–57,03, MgO – 0,68–7,71, Fe₂O₃ – 0,44–0,90, н. о. – 0,928–6,86. Сделан вывод, что часть известняков может быть использована в доменном производстве, а часть – для производства вяжущих веществ (строительной извести) [404].

Глины кирпичные. Глинистые породы широко развиты в пределах листа, преимущественно в озерных и аллювиальных отложениях четвертичного возраста. На карте показано 6 объектов кирпичных глин. На четырех из них проведены испытания с целью определения их возможности для организации кирпичного производства.

Месторождение река Виллюй 5 (IV-3-1) расположено на одноименной реке в пределах западного окончания Сурингдинской котловины. Здесь в озерных и аллювиальных четвертичных образованиях отмечаются глинистые и глино-трепельные породы светло-серого цвета, мощность слоев которых составляет более 20 м. Из них отобрана проба, которая проходила испытания на опыт-

ном заводе «ВНИИСТРОМ» в пос. Красково Московской области. Глина дисперсная, содержание фракции менее 0,01 мм – 57 %, более данного размера – 43 %. Относится к группе глинистого сырья со средним содержанием включений (остатки на сите с отверстиями 0,5 мм составляют 1,55). По степени пластичности отнесена к группе умереннопластичного глинистого сырья (нижняя граница текучести – 46,0, граница раскатывания – 32,2, число пластичности – 13,8). Данное сырье может использоваться для производства легковесного и теплоизоляционного кирпича. Для окончательного решения пригодности глин требуется проведение полузаводских испытаний [446].

Месторождение река Корвунчана 3 (IV-1-3) расположено на левобережье р. Корвунчана в 19 км ниже устья р. Делуикта. Глины развиты на участке площадью около 4 км², имеют озерный генезис и вскрыты восемью скважинами ручного бурения по профилю с расстоянием между скважинами 25 м.

Глины светло-серые песчанистые пластичные с редкими (3–5 %) мелкими (2–3 см) гальками и щебнем долеритов. Отмечаются линзы супесей мощностью до 1 см и два прослоя (мощностью до 1 м) серых мелкозернистых глинистых песков. Максимальная вскрытая мощность горизонта глин – 8,5 м, минимальная – 6 м.

По данным термического анализа, глины легкоплавкие монтмориллонитовые с незначительной примесью гидрослюды и каолинита. Гранулометрический состав глин характеризуется содержанием глинистой фракции от 61,3 % в песчанистых до 98,8 % в тонкодисперсных разностях. По лабораторным данным, глины могут использоваться при изготовлении кирпича, керамзита, архитектурной и строительной керамики [19].

Месторождение озеро Калемтэнгда (VI-2-6) расположено в окрестностях одноименного озера, где широким развитием пользуется покровная морена, среди которой встречены глины самаровского горизонта. По данным результатов технического анализа глин, они относятся к дисперсным разновидностям. Содержат довольно много глинистых, крайне мало пылеватых и немного песчаных частиц. Глина обладает умеренной пластичностью, высоким коэффициентом сушки и высокой усадкой. Данные глины могут использоваться для изготовления строительного кирпича марки не ниже «100» и грубой керамики.

Также пригодны для изготовления кирпича озерные глины, развитые совместно с диатомитом в западине р. Ленко, расположенной в 23 км к северу от оз. Калемтэнгда [28].

Месторождение Битимэктэ (VI-5-3) расположено на р. Битимэктэ в 2,3 км от ее устья. Непосредственно в урзе воды наблюдается элювиальное выветривание отложений боруллойской свиты средней перми. Выход глин видимой мощностью 4 м прослежен на протяжении около 15 м. Глины слабокарбонатные высокодисперсные среднепластичные (число пластичности – 23,9), фракция менее 0,01 мм составляет 92,5 %. Химический анализ глин показал, что они относятся к группе гидрослюдистых; по данным термического и рентгеновского анализов, содержат примесь каолинита и хлорита. При условии добавки отощителя глины могут быть использованы для производства кирпича [279].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. В пределах листа выявлено 11 проявлений гипса. Осадочный гипс связан с отложениями верхнего кембрия, нижнего ордовика, верхнего силура и девона. В верхнекембрийских карбонатных отложениях на р. Прав. Арга-Сала развиты маломощные (до 1–3 см) прослои и линзы белого, иногда розового гипса зернистой и волокнистой структуры. Гипсоносность отложений нижнего ордовика отмечается по рекам Мойеро и Мойерокан. Она характерна практически для всего разреза и выражена загипсованностью карбонатных пород маломощными (1–7 см) линзами и прослоями белого, розового зернистого или волокнистого гипса. Более насыщенная гипсоносность присуща отложениям силура и девона.

Проявление река Лев. Велингна 1 (II-4-18). В породах нижней толщи томбинской свиты верхнего силура (S_2tm) гипсоносный горизонт мощностью 4–4,5 м вскрыт в обнажении на р. Лев. Велингна. Он сложен белым мелкозернистым, участками с листовой отдельностью, гипсом и содержит тонкие (до 2 см, редко 20–30 см) прослои и линзы доломитов. Микроскопически гипс содержит незначительные включения глинистого вещества, кальцита (не более 1 %) в виде мелких (до 0,1 мм) зерен или тонких (до 0,4 мм) прожилков и редких зерен барита (до 0,2 мм). Химический анализ гипса следующий (%): CaO – 31,53, SO₃ – 45,20, MgO – 0,32, гидратная вода – 20,43 [447].

Проявления река Мугамгу 1 (II-2-7), река Прав. Дюкар 1 (III-3-3), река Кочо 1 (II-4-27) и река Кочо 2 (II-4-30) приурочены к верхнесилурийско-нижнедевонским отложениям кольдинской свиты. Гипсоносный горизонт, сложенный переслаиванием гипсов (до 0,2 м) и карбонатных пород, имеет мощность от 0,2 до 15 м (из которых на гипс приходится иногда всего 0,5 м). Химический состав проанализирован в двух первых из этих проявлений (%): CaO – 32,84, SO₃ – 45,69–46,20, MgO – до 0,16, гидратная вода – 20,53–20,55 [310, 447].

В верховьях р. Прав. Велингна выявлены еще 3 проявления – *река Прав. Велингна 1 (II-5-5), река Прав. Велингна 2 (II-5-6), река Прав. Велингна 3 (II-5-7)*, которые расположены в 2–3 км друг от друга. Гипс залегает в ниже-среднедевонских отложениях в виде многочисленных прослоев мощностью от 1 до 5 см в кирпично-красных мергелях мощностью 6,8 м. Гипс – селенит тонкопоперечно-волокнистый [404].

Проявление река Прав. Верх. Томба 6 (III-5-1) расположено на правом берегу р. Прав. Верх. Томба в 9,5 км выше по течению от устья р. Кочоктукон. Здесь в ниже-среднедевонских отложениях в толще красноцветных мергелей залегает пласт гипса мощностью до 13 м. Пласт состоит из отдельных пропластков мощностью до 0,6 м. Эти пропластки залегают не горизонтально и перемежаются с мергелями кирпично-красного цвета. В вертикальном срезе эта картина напоминает пчелиные соты остроугольной формы. Гипс белый слоистый с тонкими линзочками красного мергеля [404].

На *проявлениях река Ниж. Вилуйкан 1 (III-5-8) и река Ниж. Вилуйкан 2 (III-6-23)* в ниже-среднедевонских отложениях в кирпично-красных мерге

лях мощностью 6,5 м залегают прослой гипса толщиной от 1 мм до 10 см. Максимальная мощность гипсов составляет 0,8 м, среди них – тонкие (до 0,5 см) линзочки красного мергеля. Гипс – селенит белый поперечно-волокнистый [404].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

По Легенде Анабаро-Вилуйской серии, в юго-западной части которой находится лист Q-48, его территория относится к Восточно-Сибирской минерагенической провинции. Непосредственно на площади листа в легенде показаны границы трех субпровинций, трех минерагенических областей и одного района. В качестве субпровинций выделены Оленёк-Вилуйская алмазоносная позднедевонско-раннекаменноугольная, Котуй-Анабаро-Оленёкская прогнозируемая алмазоносная триас-юрская и Тунгусская шпатоносная глинозем-медь-железородная триас-раннеюрская.

Территория листа Q-48 не богата полезными ископаемыми, и немногие ее перспективы могут быть связаны, в частности, с алмазами, наибольший вклад в поиски и разведку которых на данной территории внесло ПАО «АЛРОСА». В этой организации разработано собственное минерагеническое районирование на алмазы, на основе специализированных на данное минеральное сырье тектонических, глубинных и минералогических карт [191, 322], которое отражает разделение территории на таксоны, отличающиеся характером коренной алмазоносности (генезисом, возрастом, вещественным составом и т. д.) и, как следствие, алмазоносным потенциалом. Согласно представленному районированию восточная часть листа Q-48 относится к Якутской алмазоносной провинции, в пределах которой выделены Лено-Анабарская на севере и Центрально-Сибирская на юге субпровинции, подчеркивающие преимущественное развитие, соответственно, в первой мезозойских, а во второй – средневерхнепалеозойских кимберлитов.

Выделение монометалльных (в данном случае алмазоносных) субпровинций применимо для тематических работ по какому-либо отдельному виду минерального сырья, а не для задач геологического картирования, где территория рассматривается комплексно для всех видов полезных ископаемых.

Представленное авторское минерагеническое районирование территории листа Q-48 отличается принципом выделения таксонов верхнего иерархического уровня (провинций и субпровинций), разделенных традиционно для карт общегеологического содержания по групповому составу полезных ископаемых и длительности их формирования. Выделение минерагенических таксонов нижних уровней основано на определении в пределах территории

рудоносных или потенциально рудоносных таксонов, совпадающих, как правило, со структурно-формационными зонами и областями или их частями. Ведущая минерагеническая специализация их контролируется единым формационным комплексом пород, сформированных в течение одной из стадий (этапов) определенного тектоно-магматического цикла.

В металлогеническом плане вся территория листа находится в пределах Восточно-Сибирской минерагенической провинции с набором полезных ископаемых, характерных для осадочного чехла Сибирской платформы и развитых на этой площади магматических комплексов. Однако в ее пределах по геологическому строению и, соответственно, комплексу полезных ископаемых выделены две разные площади, рассматриваемые в ранге металлогенических субпровинций. Различие в геологическом строении отчетливо просматривается даже при беглом анализе геологической карты территории.

Прианабарская субпровинция занимает северо-восточную часть листа и характеризуется развитием ниже-среднепалеозойских отложений, присутствием интрузивного долеритового магматизма. Субпровинция характеризуется следующим набором полезных ископаемых: алмазы, железо, медь, никель, свинец, цинк, гипс, фосфориты.

Путоранская субпровинция занимает значительную часть площади на юге и юго-западе листа и охватывает территорию развития средне-верхнекаменноугольных и пермских терригенных и нижнетриасовых вулканогенно-пирокластических и эффузивных пород. Широко развиты также раннетриасовые интрузии трапповой формации. Субпровинции присущ следующий комплекс полезных ископаемых: уголь каменный, оптический кальцит (исландский шпат), камнесамоцветное сырье, железо, диатомит, свинец, цинк.

Если сравнивать это с серийной легендой, то можно отметить, что в легенде проведено подразделение минерагенических таксонов по эпохам, согласно которой выделены в т. ч. площади, относящиеся к средне-позднепалеозойской минерагенической и к мезозойской минерагенической эпохам. Первая из них охватывает территорию соответствующей Прианабарской субпровинции, вторая – Путоранской субпровинции. В этом смысле минерагеническое районирование листа соответствует серийной легенде.

Аналогичное выделение субпровинций принято и на соседних с запада (лист Q-47) и с северо-запада (лист R-47) площадях, где аналогом Прианабарской субпровинции является Маймечинская. На соседнем с востока листе (Q-49) также выделены две минерагенические площади аналогичные по содержанию, но в ранге провинций. Восточно-Сибирская провинция соответствует Маймечинской субпровинции, Тунгусская провинция – Путоранской субпровинции. В любом случае такое двучленное строение крупных металлогенических объектов соответствует геологическим особенностям территории.

В соответствии с требованиями масштаба данной карты, локализация минерагенических объектов, показанных на КПИ, ограничивается площадями ранга рудных областей, зон в ранге областей, районов, зон в ранге районов. Их выделение проводилось по принципу оконтуривания площадей генетически связанных между собой рудных объектов, а также наличию прямых и косвенных признаков определенных рудных формаций.

В истории геологического развития площади листа выделяется несколько минерагенических эпох (этапов, стадий) и типов, а также отвечающих им минерагенических площадей, описание которых приводится ниже в возрастной последовательности. В целом в геологической истории данной площади выделен один крупный рифейско-фанерозойский платформенный цикл с сущими ему определенными структурно-формационными комплексами.

Начиная со среднего рифея, территория характеризуется типичным платформенным режимом развития с типичными для него минерагеническими особенностями. В период платформенного цикла выделяются среднепозднерифейский, вендско-среднекембрийский, среднекембрийско-ордовикский, силурийско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-раннетриасовый, среднетриасово-среднеюрский и позднеюрско-палеогеновый этапы, отражающие различные стадии геологического развития платформы.

Рифейские и вендские отложения на дневную поверхность на территории листа не выходят, стратиграфический разрез выходящих на дневную поверхность геологических образований на данной площади начинается со среднего кембрия.

Среднекембрийско-ордовикский этап характеризуется отложениями мергельно-известняково-доломитовой формации, накапливающейся в условиях прибрежно-морского и морского осадконакопления. С ними связаны стратиформная рудоносная формация медных и свинцово-цинковых руд в карбонатных породах, а также рудоносные формации фосфоритов.

В северной части листа как отдельный минерагенический таксон выделен ***Мойероканский медно-цинковый раннепалеозойский прогнозируемый рудный район*** (0.1 Zn,Cu/PZ₁), потенциально перспективный на стратиформные медные, свинцово-цинковые руды и фосфориты. Он охватывает выходы на дневную поверхность ордовикских отложений. Медная и свинцово-цинковая минерализация представлена мелкой спорадической вкрапленностью сульфидов меди, галенита и сфалерита в доломитах песчано-доломитовой формации. Непосредственно на площади рудного района расположены 7 пунктов минерализации меди и цинка стратиформного типа, 2 шлиховых ореола галенита, сфалерита и халькопирита, несколько точек шлиховых проб с повышенными содержаниями в них этих минералов, а также 6 геохимических ореолов меди и цинка.

Что касается фосфоритов, то в пределах данного рудного района выявлено 4 проявления данного вида полезных ископаемых, а также ореол рассеяния и находки фосфорита в шлихах. В целом минерагения данного рудного района соответствует выделенной севернее Анабарской гипс-свинцово-цинковой минерагенической области, хотя территориально они разобщены.

Последующий, силурийско-раннекаменноугольный, этап геологического развития территории на площади листа характеризуется относительно небольшими по площади выходами осадочных образований соответствующего возраста. Ее начальный этап отвечает трансгрессивной стадии развития бассейна с накоплением морских карбонатных осадков. Для наступившей в позднем силуре регрессивной стадии характерны преимущественно сульфатно-карбонатные и терригенные красноцветные формации с линзами органоген-

но-детритовых известняков и доломитов. Верхнесилурийские отложения перекрываются мергельно-карбонатно-гипсоносной формациями девона.

В региональном плане с данной стадией развития платформы связана эпоха образования промышленно алмазоносных кимберлитов. В 120–150 км восточнее рамки листа расположен Далдыно-Алакитский промышленный алмазоносный район, где ведется эксплуатация нескольких месторождений как коренных, так и россыпных.

Непосредственно на площади листа в результате поисковых работ, ведущихся периодически с 1952 г., единичные находки алмазов в аллювиальных отложениях выявлены в ряде точек. Наибольшая их концентрация сосредоточена в бассейне рек Ниж. Томба и Лев. Ниж. Виллойкан. Здесь же отмечены находки спутников алмаза пироба и пикроильменита, причем отмечены они не только в современном аллювии, но и в пермских грубообломочных терригенных породах. Последнее обстоятельство свидетельствует о допермском (вероятно, среднепалеозойском) источнике обнаруженных алмазов.

С учетом данного обстоятельства в пределах листа показано западное окончание *Далдыно-Алакитского алмазоносного позднедевонско-раннекаменноугольного района* (0.2 di/D₃-C₁), широко развитого восточнее и юго-восточнее данного листа. В его рамках выделен *Нижнетомбинский алмазоносный прогнозируемый узел* (0.2.1 di), большая часть которого находится на площади листа Q-48. Он фиксируется находками алмазов в современном аллювии и минералов-спутников в аллювии и пермских образованиях.

В остальном минерация данного этапа скудна. Она характеризуется только 11 проявлениями гипсов в северо-восточной части территории листа, приуроченными преимущественно к силурийско-девонским отложениям.

Среднекаменноугольно-раннетриасовый этап характеризуется тем, что на его начальной стадии после крупной структурной перестройки на границе ранней и средней эпох каменноугольного периода произошел переход преимущественно к континентальным условиям осадконакопления. Аридный климат сменился на гумидный, карбонатное осадконакопление на терригенное, протекавшее в основном в лагунно-континентальных условиях. Возникли условия, благоприятные для образования угленосных отложений. В результате на всей Сибирской платформе сформировался огромный **Тунгусский каменноугольный среднекаменноугольно-пермский бассейн** (3 УК/C₂-P), фрагмент которого расположен в центральной части настоящего листа. К югу он перекрывается вулканогенными отложениями триаса, поэтому южная граница его не показана, но отдельные проявления каменного угля вскрываются в эрозионных окнах и скважинах среди вулканогенных образований триаса. В целом в пределах листа выявлены 32 проявления каменного угля разной степени перспективности.

Основное угленакопление приурочено преимущественно к верхнепермским, реже к ниже-среднепермским и каменноугольным отложениям. Территория листа, по Н. С. Маличу, лежит в пределах Каякской зоны бассейна, где развита угленосная паралическая формация, охватывающая преимущественно верхнепермские отложения. Значительная часть наиболее перспективных угольных проявлений с большими мощностями угольных пластов (12 объектов) располагается в верхнем течении р. Мойеро и ее притоков – рек

Гонгдакан, Ихэлэнгда и Хойро, что позволяет выделить здесь самостоятельный минерагенический таксон – *Хойринский каменноугольный прогнозируемый район* (3.1 УК).

В юго-восточной части листа на площади преимущественного развития триасовых вулканогенных образований в эрозионных окнах речных долин среди средне-верхнепермских отложений отмечается ряд углепроявлений, что позволяет выделить здесь *Улахан-Вавский каменноугольный прогнозируемый район* (3.2 УК).

В этом районе особо следует отметить три проявления в юго-восточной части листа на р. Улахан-Вава, расположенных вблизи друг от друга на площади около 20 км², содержащие как минимум два пласта мощностью не менее 1,5 м, залегающих на глубине менее 50 м.

Раннетриасовая стадия данного этапа характеризуется крупнейшими по своим масштабам проявлениями базитового магматизма. По нашим данным, однако, в незначительной мере проявился и щелочно-ультраосновной магматизм (Аянский массив), потенциально не исключается и кимберлитовый магматизм.

Основные события на этом этапе тектонического развития развернулись с началом индского века, когда в результате общего поднятия платформы с преобладанием восходящих тектонических движений осуществилась структурная перестройка. На ее фоне происходила разрядка напряженности магматических очагов с внедрением многочисленных интрузий основного, реже щелочно-ультраосновного состава, выбросами туфов и излиянием базальтов. Металлогению начальных стадий этапа определяют месторождения и проявления сульфидных медно-никелевых руд, проявления железа, меди, свинца, цинка. С раннетриасовыми поствулканическими процессами связываются также проявления оптического кальцита и камнесамоцветного сырья.

Что касается сульфидных медно-никелевых руд с платинодами, то следует отметить, что западнее данного листа находятся и эксплуатируются крупнейшие медно-никелевые с платинодами месторождения Норильского рудного узла. Еще в 1960–1970-е годы многие исследователи считали, что аналогичные месторождения могут находиться и на восточном борту Тунгусской синеклизы, включая территорию и данного листа. Однако проведенные многочисленные поисковые работы различными геологическими организациями к положительным результатам не привели, хотя выявлены многочисленные проявления и пункты минерализации сульфидных руд с убогими и бедными содержаниями меди и никеля.

Такие пункты минерализации (28 объектов) обнаружены и в пределах данного листа. Большая их часть (20 объектов) располагается в верховьях рек Велингна и Верх. Томба, что позволяет выделить здесь *Велингнинско-Томбинский никелево-медный раннетриасовый прогнозируемый рудный район* (0.3 Cu, Ni/T₁). Сульфидная минерализация приурочена к дифференцированному оленёк-велингнинскому трапповому комплексу. Здесь же отмечены два геохимических ореола меди, никеля, кобальта. В какой-то мере данный район можно рассматривать как элемент широко распространенной к северо-западу Восточно-Путоранской медно-никелевой раннетриасовой минерагенической области, хотя территориально они разобщены.

Особняком стоит выделяемый на территории листа в верховьях р. Мойеро и ее правых притоков рек Мойерокан и Янгада **Мойеринский железорудный раннетриасовый прогнозируемый район** (0.4 Fe/T₁). В его пределах выявлены 4 крупных железорудных проявления и 3 высокоинтенсивные магнитные аномалии, расположенные вблизи известных проявлений, с высокой степенью вероятности железорудной природы. Все проявления расположены среди карбонатных пород силура и девона и сопровождаются интрузивными породами трапповой формации. Для них характерны явления метасоматоза и скарнирования.

Несмотря на то, что проявления железа находятся в палеозойских карбонатных породах, возраст оруденения предполагается раннетриасовым. Он связан с эпохой мезозойской активизации, а именно со временем формирования основного траппового магматизма. По времени формирования и генетическим особенностям, несмотря на территориальную разобщенность, данный рудный район можно сопоставить с выделяемой к северо-западу Хантайской железо-меденосной раннетриасовой минерагенической областью.

Следует отметить, что традиционные для Сибирской платформы железорудные объекты, связанные вулканогенными образованиями нижнего триаса, на территории листа предыдущими исследованиями не выявлены. В то же время многочисленные железорудные объекты обнаружены в непосредственной близости от южной рамки листа на севере листа Р-48. Имеются они на юго-западе листа Q-49. Насыщена железорудными проявлениями и северо-западная часть листа Р-49. Все это позволяет, несмотря на отсутствие железорудных объектов (связанное, скорее всего, с плохой изученностью территории) выделить в южной части листа **Илимпейскую железорудную раннетриасовую прогнозируемую область** (5 Fe/T₁).

Тунгусская шпатоносная раннетриасовая минерагеническая область (4 сао/T₁) является фрагментом широко распространенной на Сибирской платформе шпатоносной провинции, связанной с вулканогенными образованиями нижнего триаса. Ее северная граница совпадает с областью развития нижнетриасовых вулканитов, а южная уходит за рамку листа.

На территории листа в пределах данной области выявлены 13 проявлений и 21 пункт минерализации исландского шпата. Распределены они на всей площади развития вулканогенных образований нижнего триаса, но можно выделить площадь в юго-западной части листа, где находится 23 наиболее перспективных объекта проявлений шпатовой минерализации. Эта территория выделяется в качестве самостоятельного минерагенического таксона – **Нидымского шпатоносного прогнозируемого района** (4.1 сао).

Среднетриасово-среднеюрская эпоха характеризуется устойчивой тенденцией к поднятию, сопровождавшемуся процессами денудации, и активизацией дизъюнктивных движений, что привело к перемещению крупных блоков земной коры в зонах сочленения трех разновозрастных структур Сибирской платформы: Анабаро-Оленёвской антеклизы, Тунгусской синеклизы и Енисей-Хатангского прогиба. На этой стадии происходит становление многофазного маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, включающего дайки, штоки и многофазные интрузии центрального типа. С породами этих комплексов связаны основные крупные рудные объекты территории бассей-

нов рек Котуй и Маймеча. К ним приурочены месторождения и проявления апатита, железа, титана, флогопита, алюминия (в виде нефелина), циркония, ниобия, редких земель, золота, платиноидов, хризолита. Непосредственно на территории листа Q-48 данный магматизм проявился только в виде небольшого Аянского карбонатитового массива, с которым связаны незначительные по масштабам проявления железа, апатита, урана и редких земель.

К этой эпохе относится второй этап кимберлитового магматизма на территории Сибирской платформы. С ним связаны многочисленные кимберлитовые тела Восточного и Западного Прианабарья. В 20–30 км от северной рамки листа расположено достаточно хорошо изученное Харамайское кимберлитовое поле юрского возраста. Кимберлиты слабоалмазоносны. Весьма вероятно, что обнаруженные в аллювии алмазы на р. Мойеро у северной рамки листа и на р. Арга-Сала связаны именно с этим кимберлитовым полем. Все эти факторы подтверждают наличие у северной рамки листа южного окончания **Котуй-Анабаро-Оленёкской алмазоносной триасово-юрской прогнозируемой минерагенической области** (1 di/T-J).

Позднеюрско-олигоценый этап в пределах Восточно-Сибирской провинции характеризуется стабилизацией тектонических условий и длительным региональным выравниванием. В конце позднего мела – начале палеогена на денудационной равнине в условиях влажного жаркого климата происходило формирование латеритных кор выветривания и образование бокситов в карстовых полостях. Бокситопоявления характерны для всей юго-западной части Анабаро-Оленёкской антеклизы в полосе развития карбонатных отложений, лучше изученных к северу за пределами описываемого листа.

Для соответствия легенде и для сбойки с листами R-48 и Q-47 в северо-западной части настоящего листа показана **Прианабарская бокситоносная позднемеловая–палеогеновая прогнозируемая минерагеническая область** (2 Al/K₂-P). В ее пределах на территории соседних с севера и запада листов обнаружены бокситовые проявления карстового типа, а также многочисленные находки галек бокситов в элювиально-делювиальных отложениях на неплененизированных поверхностях карбонатного кембрийского фундамента. Непосредственно на территории данного листа таких проявлений бокситоносности не выявлено, что обусловлено, скорее всего, низкой степенью изученности и отсутствием целенаправленных работ. Однако общие геологические предпосылки позволяют экстраполировать распространение данной области на территорию листа Q-48.

Так, по данным поисковых работ на бокситы в Западном Прианабарье [457], выделяется Еромохонская площадь (бассейн р. Еромохон – правого притока р. Котуй на северо-западе листа). Здесь в водораздельных суглинках прослеживаются редкие обломки бокситов. Конкретные точки находок авторами отчета не показаны, поэтому они не отмечены на представляемой КПИ. На долеритах отмечаются остатки глинистых кор выветривания. Почти повсеместное развитие рыхлых покровных отложений затруднило проведение работ и не позволило дать окончательную оценку данной площади.

В четвертичное время на некоторых участках рассматриваемой территории в этапы межледниковья формировались озерно-болотные отложения с широким развитием диатомовых водорослей. В результате здесь образуются

вались залежи диатомитов. Широкое развитие диатомитов характерно для обширной котловины оз. Сурингда в бассейне верхнего течения р. Виллюй и приурочено к озерным осадкам чангадского лимния неоплейстоцена, что позволяет выделить *Сурингдинский диатомитовый плейстоценовый прогнозируемый рудный район* (0.5 Д/Қр). В меньшем масштабе диатомиты встречаются в озерной котловине Колементенгда и в верховьях р. Ленко.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рассматривая минерагенические перспективы территории листа Q-48, следует иметь в виду, что данная площадь расположена в пределах необжитого района с крайне низко развитой инфраструктурой и в неблагоприятных климатических условиях субарктического типа.

В целом перспективы территории в отношении полезных ископаемых на настоящем этапе рассматриваются как неблагоприятные. В основном они могут быть связаны с нефтью и газом, что будет рассмотрено в отдельном разделе гл. «Закономерности...». Из твердых полезных ископаемых некоторые перспективы могут рассматриваться для алмазов, железа, медно-никелевых руд, оптического кальцита (исландского шпата), а также (при условии развития инфраструктуры территории) для каменного угля. Эти виды минерального сырья могут рассматриваться как профилирующие. Другие виды полезных ископаемых по своим качественным и количественным параметрам не выходят за ранг мелких проявлений и пунктов минерализации и в ближайшее время вряд ли будут как-то оцениваться.

Каменный уголь. Как уже отмечалось в гл. «Полезные ископаемые», на площади листа известны многочисленные проявления каменного угля разного уровня перспективности. Основным поисковым критерием проявлений каменных углей является стратиграфический фактор, их приуроченность к терригенным угленосным отложениям перми, в меньшей мере – средневерхнекаменноугольным отложениям.

Некоторые из проявлений при их детальном изучении могут быть переведены в разряд малых и средних месторождений. Крупных месторождений, учитывая относительно небольшие мощности угольных пластов и их ограниченное распространение по площади, ожидать не приходится.

Основные перспективы на каменный уголь связываются с территорией верховий р. Мойеро, где выделен Хойринский каменноугольный район (3.1 УК) в области распространения гагарьеостровской свиты верхней перми. Эта площадь обладает наиболее высокой степенью угленасыщенности и с ней связаны основные проявления угля с пластами рабочей мощности. Общее количество таких пластов не менее четырех. Глубина залегания наиболее мощных пластов в скважинах от 32 до 77 м, один пласт угля мощностью более 1 м вскрыт на поверхности.

Коэффициент угленосности для горизонтов свиты с пластами рабочей мощности, определенный по данным бурения в ее западной и центральной частях, составляет 46,2 и 25,1 % соответственно. Средний коэффициент угленосности всей свиты в пределах площади – 1,1 %. Полоса выходов угленос-

ной толщи характеризуется моноклинальным залеганием с падением на юго-юго-запад под углом до $1-2^\circ$. Осадочная угленосная толща нарушена серией разломов и интродуцирована секущими и пластообразными телами долеритов. Величина смещения пород по разломам обычно невелика, а присутствие интрузий оказывает локальное контактово-термальное воздействие на угли, повышая степень их метаморфизма.

Протяженность выходов свиты более 80 км при средней ширине около 15 км, т. е. площадь района составит $120 \times 10^6 \text{ м}^2$. Принимаем минимальную суммарную мощность угольных пластов 4 м и удельный вес $1,3 \text{ т/м}^3$. Отсюда прогнозные ресурсы категории P_3 составят $120 \times 10^6 \times 4 \times 1,3 = 6240$ млн т. При низкой зольности и сернистости уголь может быть использован как высококачественное топливо. Не исключено нахождение здесь коксовых углей, но изученность площади явно недостаточная. Угли технологически могут использоваться как высококачественные энергетические [237].

Помимо Хойринского района, на территории листа выделен Улахан-Вавский прогнозируемый каменноугольный район (3.2 УК). В его пределах следует отметить три пространственно сближенных углепроявления на р. Улахан-Вава в районе устья р. Хайм. Здесь присутствуют как минимум два пласта мощностью не менее 1,5 м. Принимая близповерхностную (не глубже 50 м) площадь распространения угленосных отложений в 20 км^2 и суммарную мощность пластов 3 м, прогнозные ресурсы категории P_3 каменного угля на этом участке составят около 100 млн т.

Железо. Перспективы территории на железные руды определяются главным образом наличием проявлений в пределах Мойеринского железорудного раннетриасового прогнозируемого рудного района ($0,4 \text{ Fe/T}_1$). Основными рудоконтролирующими факторами данного оруденения являются наличие карбонатных пород курейской свиты нижнего девона, метасоматически переработанных под воздействием высокожелезистых основных пород кузьмовского комплекса ($\beta-vT_1kz$).

Четыре проявления железа в пределах Мойеринского района изучались при проведении ГГС-200 [447] с применением геофизических, горных работ и детального опробования. Авторы по всем этим объектам определили вероятные параметры рудных тел, среднее содержание и ресурсы Fe_3O_4 (т. е. магнетита).

Принимая авторские данные о содержаниях полезного компонента и параметрах рудных тел, в данной записке сделан пересчет в требуемых «Руководством по составлению... ГК-1000/3» единицах для данного вида полезных ископаемых, т. е. запасах (ресурсах) руды при среднем содержании $\text{Fe}_{\text{вал}}$.

Суммарные прогнозные ресурсы железных руд по четырем проявлениям указаны в табл. 6.

Данные ресурсы, учитывая относительную изученность проявлений, можно отнести к категории P_2 . В пределах всего Мойеринского железорудного района возможно наличие еще такого рода проявлений, о чем свидетельствуют наличие неизученных магнитных аномалий, отмеченных выше. Возможные прогнозные ресурсы невыявленных объектов, оцененные по категории P_3 , могут составить сопоставимую с категорией P_2 величину и определяются в 100 млн т руды.

Прогнозные ресурсы категории P₂ в Мойеринском железорудном районе

Проявление	По данным ГГС-200 [447]		По данным авторов	
	среднее содержание Fe ₃ O ₄ , %	ресурсы Fe ₃ O ₄ , млн т	среднее содержание Fe _{вал} , %	ресурсы руды, млн т
Янгада	70	20	50,7	28,6
Мугдэкэн	68,1	5	49,3	7,3
Вышка	50	10	36,2	20
Олба	55	26	39,8	47,5
Итого		61	42,2	103,4

Таким образом, прогнозные ресурсы железных руд в Мойеринском рудном районе определены в следующем количестве: категории P₂ – 103,4 млн т, категории P₃ – 100 млн т.

Медь, никель. Основным рудоконтролирующим фактором сульфидной медно-никелевой минерализации на Сибирской платформе является наличие дифференцированных интрузий трапповой (толеит-долеритовой) формации, представителями которых на данной территории выступают интрузии оленёк-велингнинского комплекса ($v\beta-\omega\nu T_{10V}$).

На начальных стадиях изучения перспектив медно-никелевой минерализации на восточном борту Тунгусской синеклизы они выглядели достаточно оптимистическими. Г. Н. Старицына по результатам исследований коллектива геологов НПО «Севморгео» на северной окраине Сибирской платформы рассматривает эту территорию как крупный вулканический пояс, характеризующийся сложным геологическим строением, длительной историей развития магматизма и разнообразной металлогенической специализацией. По ее мнению, данная территория характеризуется наличием крупных поясов разломов, по которым поступали как гипербазитовые, так и базитовые магмы, что и дало основание выделить на севере Сибирской платформы обширную базит-гипербазитовую провинцию с разнообразным магматизмом и металлогенией больших промышленных перспектив [217].

Примерно таких же взглядов придерживались на начальных стадиях изучения данной проблемы Н. С. Малич и Е. В. Туганова. Н. С. Малич на основании региональных тектонических построений определил северную окраину Тунгусской синеклизы в Предтаймырскую структурно-формационную зону. При характеристике зоны Н. С. Малич считал, что данная территория обладает специфическими условиями геологического развития: значительно повышенной мощностью (до 12 км) осадочных и осадочно-вулканогенных образований, аномальным строением земной коры, глубинными долгоживущими разломами, повышенной мобильностью. На основании этого территория представляется перспективной на медно-никелевое оруденение. [258].

Однако после проведения детальных поисковых работ на территории северо-востока Тунгусской синеклизы (листы R-47, R-46), не приведших к положительным результатам, данная точка зрения была изменена. Указанные

исследователи обращают внимание на то, что Норильская зона, судя по геофизическим данным, обладает своеобразным характером фундамента, который не встречен на других площадях Сибирской платформы. Эта зона контролируется специфическим блоком земной коры с повышенной подвижностью, отделенным мантийными разломами от Таймырского и Тунгусского блоков-кратонов, являющихся его жесткой рамой. Для нее характерен рифтогенный режим с образованием серии мульд, разбитых многочисленными разломами. Такой геологической ситуации в пределах описываемой территории нет.

Второй важный критерий, по которым оцениваются перспективы никеленосности, – магматический. Он проявляется в тесной ассоциации медно-никелевых (с платиноидами) месторождений с магматическими образованиями ультрамафитового состава. В Норильской провинции рудоносные интрузии относятся к плагиооливинит-габбровой (норильский комплекс) и троктолит-долеритовой (курейский комплекс) формациям. Первые из них содержат промышленное платиноидно-медно-никелевое оруденение, ко вторым приурочена только минерализация или небольшие проявления [259]. Оленёк-велинггинский комплекс рассматриваемого района является аналогом курейского комплекса, что снижает перспективы территории на медь и никель.

Последние базируются на наличии ряда пунктов сульфидной медно-никелевой минерализации, приуроченных к слабодифференцированным интрузиям оленёк-велинггинского комплекса. Эти пункты минерализации изучались как в процессе поисковых работ [385], так и при ГГС-200 [447]. Во всех известных пунктах минерализации масштабы оруденения малы, а содержания полезных компонентов не достигают промышленных, что достаточно подробно изложено в гл. «Полезные ископаемые».

По результатам поисков, несмотря на отрицательные результаты этих работ, авторы не дают окончательную отрицательную оценку выявленным проявлениям медно-никелевого оруденения. Они указывают на недостаточное количество горных работ, отсутствие бурения, в результате чего перспективы нижних горизонтов интрузивных массивов, остались невыясненными. Кроме того, необходимо учесть, что пробы отбирались с дневной поверхности, где развиты процессы выщелачивания и окисления, в результате чего содержания меди и никеля могли быть занижены.

Авторы ГГС-200 приходят к более категорическому выводу о бесперспективности территории на данный вид оруденения. В то же время авторы изданных листов ГК-200 на этой площади не поддерживают этот вывод. Они считают, что большое количество признаков минерализации, широкое развитие интрузий при плохой обнаженности не исключают возможность наличия здесь более крупных и богатых проявлений [237].

Ссылка на слабую изученность является достаточно объективной, но если сопоставлять эту территорию с хорошо изученной к северо-западу Маймечинской площадью с аналогичным геологическим строением, где проведен обширный комплекс поисковых работ, включая бурение, то приходится согласиться с точкой зрения о низких перспективах данного листа на сульфидное медно-никелевое оруденение норильского типа.

Учитывая невысокие содержания полезных компонентов в проявлениях, прогнозные ресурсы по меди и никелю на территории листа не определялись.

Оптический кальцит (исландский шпат). Территория листа характеризуется наличием многочисленных проявлений и пунктов минерализации (34 объекта) исландского шпата, детально описанных в гл. «Полезные ископаемые». Все они находятся в пределах широко распространенной на Сибирской платформе Тунгусской шпатоносной нижнетриасовой области (провинции). Поиск, разведочные и эксплуатационные работы на исландский шпат начаты еще в довоенное время, но развернулись с 1951 г. с образованием специализированной экспедиции Шпат (ранее – № 20). Наиболее широко поисково-разведочные работы на исландский шпат велись в 1960–1970-е годы, в т. ч. и на территории данного листа. В 1990-е годы эти работы были практически свернуты, что связано, с одной стороны, с изменением общей экономической ситуации в стране, с другой стороны, с отсутствием потребности в данном виде минерального сырья по технологическим условиям его применения. В настоящее время никаких геологоразведочных работ на исландский шпат в России, в т. ч. на Сибирской платформе, не ведется.

Тем не менее за годы проведения работ по изучению геологических особенностей месторождений исландского шпата накоплен значительный опыт и установлены критерии формирования и локализации данного вида минерального сырья. В концентрированном виде поисковые критерии и признаки присутствия шпатоносной минерализации разработаны в ряде работ коллектива экспедиции № 20 [324, 326, 417, 421].

Общий характер имеет магматический критерий, который определяется в целом приуроченностью месторождений исландского шпата к трапповому вулканизму, формирующим на конечной стадии гидротермальные растворы и доставляющим материал для образования кристаллов оптического кальцита.

Более важным для локализации шпатовой минерализации является стратиграфический критерий. Все значимые объекты приурочены либо к лавам нидымской свиты (*T_{nd}*), либо к ксенотуфам учамской свиты (*T_{uc}*). На других уровнях вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы они встречаются значительно реже и являются менее качественными. При этом существуют геологические особенности шпатовых объектов для этих двух уровней, что позволяло геологам разделять их на принадлежащие либо к лавовому, либо к туфовому полям.

Для объектов лавового поля характерна связь с шаровыми лавами и миндалекаменными базальтами (текстурно-морфологический критерий). Исландский шпат располагается либо в межшаровом пространстве, либо в трещинах пород, подстилающих шаровые лавы. Наиболее благоприятные условия кристаллизации создавались в обособленных полостях и трещинах в кровле покровов, подстилающих шаровые лавы.

Характерна также приуроченность шаровых лав и связанных с ними месторождений к впадинам в кровле подстилающих пород (структурный критерий). Это объясняется наиболее вероятным генезисом шаровых лав – излиянием базальтовых покровов в небольшие замкнутые водоемы. В этом случае низы нидымской свиты наследуют впадины в кровле туфогенных пород.

В отдельных случаях шпатовая минерализация определяется наличием внутри шаровых лав дизъюнктивных нарушений. Приуроченность к зонам дробления (структурный критерий) имеет второстепенное значение.

Для туфового поля структурный критерий является определяющим. Шпатоконтролирующими и шпатовмещающими факторами являются крутопадающие региональные зоны разломов. В качестве шпатоконтролирующих рассматриваются пологопадающие системы разрывов, часто трассируемые пластовыми интрузиями долеритов. Наибольший интерес здесь представляют площади вдоль лежачего крыла этих структур, где часто развиваются зоны крутопадающей трещиноватости, при этом сами структуры могут рассматриваться как экранирующие элементы, осуществляющие роль естественных ловушек. Шпатовмещающими являются, как правило, линейные зоны повышенной трещиноватости и дробления более высоких порядков, часто являющиеся оперяющими к шпатоконтролирующим структурам. Наибольший интерес представляют участки пересечения зон дробления, узлы их сопряжений, при этом наиболее перспективны участки с крупно- и среднеглыбовым типом дробления в зонах.

Практическое значение имеет вулcano-тектонический критерий, поскольку установлено, что большинство месторождений и проявлений исландского шпата располагается на крыльях кольцевых вулcano-тектонических структур III порядка, играющих, по мнению многих исследователей, роль рудогенерирующих и рудоконтролирующих структур.

Литолого-стратиграфический критерий определяется тем, что проявления исландского шпата локализуются в туфах учамской свиты. При этом (как шпатовмещающие породы) наибольший интерес представляют разнообломочные палагонитовые туфы, темноцветные и сероцветные, относимые к нижней и верхней пачкам.

Из поисковых признаков выделяются прямые и косвенные. Прямым поисковым признаком являются находки исландского шпата (особенно кондиционных кристаллов) в элювии, делювии и аллювии. Исландский шпат хрупок и переносится в делювии не далее 100 м, в аллювии – на 0,5–1 км. Непосредственный поисковый признак – наличие гидротермально измененных пород, вплоть до превращения первичных пород в глину.

Косвенный признак – находки в элювии, делювии, аллювии и коренных породах кальцита, что свидетельствует о возможности встретить его прозрачную разновидность. Косвенным признаком является также наличие минералов-спутников исландского шпата – морденита, гейландита, халцедона и хлорита, яшмовидных пород.

Важнейшим из косвенных поисковых признаков являются эндогенные изменения вмещающих пород, относящиеся, как правило, к дорудной высоко-температурной стадии (анальцимизация, скарнирование и т. д.). Дорудные изменения обычно образуют широкие ореолы, часто в десятки раз превышающие параметры шпатоносных тел, что значительно облегчает поисковые работы.

Ни на одном из изученных проявлений в пределах листа не определялись запасы или прогнозные ресурсы. Не имея никакой базы по этому вопросу, а также учитывая неясную (скорее, отрицательную) конъюнктуру данного вида минерального сырья, прогнозные ресурсы оптического кальцита не оценивались.

Диатомиты. На территории листа встречены проявления такого специфического вида минерального сырья, как диатомиты. Основными факторами образования их залежей являются геоморфологический и стратиграфический. Они образуются в пониженных формах рельефа в пределах озерно-болотных котловин, где в специфических климатических условиях, существовавших в неоплейстоцене, накапливались пелитоморфные осадки совместно с диатомовыми водорослями. Последние при отмирании и последующем диагенезе сформировали залежи диатомитов.

В гл. «Полезные ископаемые» приводятся данные о параметрах таких залежей, их мощности и площади распространения. По данным авторов ГДП-200, прогнозные ресурсы диатомитов в пределах сближенной группы проявлений в северной части Сурингдинского района составляют 1800 млн м³. По современным требованиям [147] они должны исчисляться в млн т. С учетом объемного веса диатомитов (1,5 т/м³) прогнозные ресурсы этого вида минерального сырья оцениваются в 2700 млн т. Они отнесены к категории Р₃ и указаны на схеме прогноза применительно к Сурингдинскому плейстоценовому рудному району диатомитов.

Алмазы. Факторы алмазоносности и критерии поисков алмазов на Сибирской платформе были выработаны в процессе многочисленных тематических, поисковых и разведочных работ, начатых в 1950-е годы и не прекращающиеся до сих пор. Не вдаваясь в многочисленные дискуссии и споры о генезисе алмазов, а также структурные, магматические, минералогические и другие факторы их образования и локализации, отметим наиболее принятую многими исследователями точку зрения.

Месторождения алмазов кимберлитового типа образуются в пределах стабильных архейских блоков древних платформ, не переработанных протерозойской складчатостью, на участках с пониженной мощностью земной коры в зонах глубинных трансрегиональных разломов. С этих позиций территория в восточной части листа, выделяемая как Нижнетомбинский верхнепалеозойский прогнозируемый алмазоносный район, находится в благоприятных для нахождения здесь алмазоносных кимберлитовых тел условиях. Она находится на западном фланге Вилюйско-Котуйской (Анабаро-Вилюйской) зоны трансрегиональных разломов северо-северо-западного простирания, к которой приурочены Малоботуобинское, Накынское, Далдыно-Алакитское кимберлитовые поля промышленно алмазоносных среднепалеозойских кимберлитов. На северном окончании данной зоны располагаются Харамайское и Далбыхское кимберлитовые тела мезозойских кимберлитов.

Эти данные важны для определения возможных зон локализации кимберлитовых полей, но мало что дают для поисков конкретных кимберлитовых тел. Для их поисков используются два основных метода: минералогический и геофизический. Минералогический метод заключается в опробовании отложений различного возраста, преимущественно современных аллювиальных, с целью обнаружения как собственно алмазов, так и их минераловспутников: пироба, пикроильменита, хромдиоксида. Эти данные могут быть использованы как для выявления россыпей алмазов, так и для поисков коренных источников. С помощью этого метода были открыты первые кимберлитовые тела на Сибирской платформе: Зарница и Мир. В дальнейшем эта

методика была усовершенствована. С помощью изучения физических и химических свойств минералов-спутников можно было судить о близости коренных источников и их потенциальной алмазности.

Геофизический метод основан на физических свойствах кимберлитов, прежде всего на их повышенной магнитной восприимчивости. В случае нахождения среди слабомагнитных пород (карбонатные и терригенно-карбонатные отложения палеозоя) кимберлитовые тела трубчатого типа выделяются локальными аномалиями, преимущественно изометричной формы. Данный метод позволил существенно пополнить фонд кимберлитовых тел Якутской алмазной провинции, в т. ч. и промышленно значимых. К достоинству данного метода относится и возможность обнаружения кимберлитовых тел, не выходящих на дневную поверхность, перекрытых мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью до 50–100 м. Так были открыты кимберлиты Накынского поля, перекрытые юрскими отложениями, а также тела Харамайского поля, находящиеся вблизи северной рамки листа Q-48, перекрытые водно-ледниковыми отложениями четвертичного возраста.

Поисковые работы на алмазы в пределах площади листа были начаты в начале 50-х годов прошлого века в рамках тотальных поисковых работ на всей Сибирской платформе. Они проводились в течение 1952–1963 гг. различными организациями (НИИГА, Орловская, Михайловская, Амакинская экспедиции) и базировались в основном на традиционной в те годы методике, включающей крупнообъемное, мелкообъемное и шлиховое опробование наряду с поисковыми маршрутами.

На начальном этапе специализированная по поискам алмазов Орловская экспедиция провела работы в самых верховьях р. Виллой, по результатам которых сделан вывод о низких перспективах этой территории на алмазы [402]. В эти же годы работами НИИГА в бассейне р. Арга-Сала [382] и рек Ниж. Томба и Лев. Ниж. Виллойкан [347, 348] была установлена слабая алмазность современных аллювиальных отложений. Она была подтверждена работами Михайловской экспедиции [441]. Все находки алмазов этого периода описаны в гл. «Полезные ископаемые» и показаны на КПИ.

В 1956 г. НИИГА проводит детальное шлиховое опробование русловых, террасовых, элювиально-делювиальных отложений (626 проб) в северо-восточной части листов Q-48-III, IV (верховья р. Арга-Сала). В результате только в 2-х пробах обнаружены единичные зерна пиропов, делается вывод о низкой перспективности на алмазы данной территории [415].

Работы этого периода характеризуются тем, что не были еще установлены критерии поисков коренных месторождений алмазов. В качестве таковых рассматривались либо ультраосновные дериваты трапповой магмы, либо туфовые брекчии вулканогенной толщи. Предполагалось, что алмазы могут быть вынесены флювиогляциальными отложениями с Анабарского щита, где находятся их коренные источники. И только начиная с 1955 г., после открытия кимберлитовых трубок Зарница и Мир, было обращено внимание на поиски коренных месторождений алмазов по минералам-спутникам, прежде всего пиропу. Авторами общая оценка перспектив участков поисковых работ этого периода была либо отрицательной, либо нейтральной (перспективы незначительные, однако есть над чем работать).

В этот же период на других площадях Якутской алмазоносной провинции были сделаны очень важные открытия коренных промышленных месторождений алмазов (Мало-Батуобинский и Далдыно-Алаkitский районы). Естественно, основное внимание, а соответственно и финансирование поисковых работ, было уделено территориям в районе этих открытий.

На территории листа Q-48 поисковые работы в небольших объемах на алмазы были возобновлены Амакинской экспедицией только в 1962 г. В бассейне р. Ниж. Томба специализированные поиски проводила Верхне-Оленёкская партия Амакинской экспедиции [309]. Установлена слабая зараженность минералами-спутниками аллювия всех водотоков и пермских отложений. Алмазы не обнаружены. Авторы считают район неперспективным, дальнейшие поиски нецелесообразны.

В этом же году в бассейне рек Ниж. Виллойкан, Лев. Ниж. Виллойкан и Могды поиски проводила партия Амакинской экспедиции [420]. Установлена слабая зараженность минералами-спутниками аллювия всех водотоков, их промежуточными коллекторами являются пермские отложения. Алмазы не обнаружены. Авторы выделили только один перспективный участок на правом берегу р. Ниж. Виллойкан. Здесь в пермских отложениях повышенное содержание спутников, что указывает на близость допермского источника.

После этого специализированные поисковые работы на алмазы не велись вплоть до 2004 г. Можно только отметить, что в рамках ГГС-200 [404] в 1976–1979 гг. на северо-восточной площади листа проведен комплекс работ, направленных на поиски алмазов: мелкообъемное, шлиховое, геохимическое опробование, заверка единичных магнитных аномалий.

В результате этих работ алмазы не обнаружены, а минералы-спутники имеют ограниченное распространение и встречаются в бассейнах рек Могды, Лев. Ниж. Виллойкан и в верховьях р. Ниж. Томба. Они отмечаются в единичных пробах в количестве 1–2, реже 3–4 знака на пробу. В большинстве представлены пикроильменитом, реже пиропом, отмечены единичные находки хромита и оливина. Сохранность зерен соответствует 3–4 классам, что свидетельствует об их дальнейшей транспортировке.

Единичные находки минералов-спутников встречены в нижних частях разреза верхней перми. Основная их часть сконцентрирована на площади водораздела истоков рек Ниж. Виллойкан, Могды и Ниж. Томба. Пиропы данной территории характеризуются также хорошей сохранностью первичных поверхностей минералов из протолок базальных горизонтов перми. Для выявления общих перспектив района все зерна пиропов, отмытых на этой площади водораздела, исследованы в ИГиГ СО АН СССР. В результате 6,4 % исследованных зерен пироба отнесены к алмазной ассоциации. Учитывая эти обстоятельства, а также находки алмазов в аллювиальных отложениях рек, дренирующих данную площадь, авторы ГГС-200 считают участок истоков указанных выше рек перспективным на обнаружение коренных источников алмазов.

В 1997–2001 гг. Амакинская экспедиция АК «АЛРОСА» проводит работы по проверке рекомендаций по прогнозу кимберлитовых полей в Далдыно-Алаkitском алмазоносном районе. Одна площадь находилась в пределах истоков рек Нинима, Прав. Верх. Томба, Лев. Ниж. Виллойкан – участок Виллойкан.

На этой площади проведены специализированные поисковые маршруты, шлиховое опробование (981 проба), мелкообъемное опробование (9 проб). В результате проведенных поисково-ревизионных работ в целом по участку Вилюйкан установлена весьма слабая зараженность опробованных отложений минералами-спутниками алмаза. Учитывая высокую степень механического износа минералов-спутников алмаза, а также их крайне незначительное содержание в опробованных отложениях, можно говорить о том, что современного размыва кимберлитовых тел на исследованной территории не происходит. Кимберлитовые тела здесь либо отсутствуют, либо погребены под толщей терригенных отложений верхнего палеозоя и пород траптовой формации. И для их выявления проведенных поисково-ревизионных работ явно недостаточно. Рекомендуется бурение поисковых скважин по редкой сети [405].

В 2004–2007 гг. Амакинская экспедиция ЗАО «АЛРОСА» проводила поисковые работы по оценке перспектив коренной алмазоносности северо-восточного борта Тунгусской синеклизы [462]. Территория поисков охватывала в основном площади, примыкающие к западу от Далдыно-Алакитского алмазоносного района в пределах листа Q-49, но захватывала и небольшой фрагмент листа Q-48. На его территории опробованы два участка: один в верхнем течении р. Ниж. Томба и второй рядом с первым на р. Нинима, на той площади, где ранее были выявлены алмазы в аллювиальных отложениях.

Основными методами данных поисковых работ являлись шлиховое опробование, в меньшей мере – мелкообъемное и валовое опробование современных аллювиальных отложений. Значительное внимание было уделено современным лабораторно-аналитическим исследованиям обнаруженных в процессе поисков алмазов и минералов-спутников. В результате проведенных работ была подтверждена алмазоносность аллювиальных отложений данной территории. На р. Ниж. Томба обнаружены еще 5 кристаллов, причем 2 из них в мелкообъемной пробе, 3 в валовой общим весом 5,9 мг. На р. Нинима обнаружен один кристалл класса $-2 + 1$ мм весом 19,1 мг в валовой пробе. Данный кристалл является самым крупным из всех обнаруженных в этом районе алмазов.

Исследования состава 40 пиропов из аллювия р. Ниж. Томба показали, что высокохромистые пиропы составляют 25 %, пиропов алмазной ассоциации – 5,0 %. Заслуживает внимания находка пироба из протоочки обломка пермского конгломерата. Пикроильменит из аллювиальных отложений р. Ниж. Томба установлен в 17 шлихах (50 % от общего количества), а также концентратах мелкообъемных и валовой проб. Пикроильменит в целом имеет значительный механический износ, но на редких зернах есть реликты первичной шероховатой поверхности.

Для пиропов из аллювия р. Нинима был изучен состав 57 зерен. Средняя хромистость пиропов – 5,19 %, высокохромистых зерен – 43,5 %, пиропы алмазной ассоциации составляют 8,7 %. Высокий процент пиропов алмазного парагенезиса в бассейне данной реки говорит о том, что их коренные источники обладают повышенной алмазоносностью. Пикроильменит бассейна р. Нинима характеризуется сильным механическим износом, но на некоторых угловатых зернах иногда отмечаются реликты шероховатой первичной поверхности.

Выводы по результатам данных поисковых работ сводятся к следующему. Единичные находки мелких алмазов в пробах значительного объема не позволяют выделить опойскованные отрезки рек как перспективные для нахождения промышленных россыпей алмазов. Что касается выводов по перспективам коренной алмазоносности, то они не так однозначны. С одной стороны, значительный механический износ кимберлитовых минералов, в целом их незначительные содержания, убогое содержание алмазов в валовых пробах (в т. ч. и по работам предшественников) позволяет сделать вывод о незначительных перспективах для нахождения коренных месторождений алмазов. С другой стороны, сходство пиропов на р. Нинима по их хромистости и высокому содержанию зерен алмазной ассоциации с гранатами из трубки Айхал указывает на перспективность близлежащих к участку закрытых площадей на поиски алмазоносных кимберлитовых тел.

Таким образом, авторы как бы разделяют территорию на участки разной степени перспективности. На открытых площадях участков рек Нинима и Ниж. Томба ввиду отсутствия в аллювии водотоков устойчивых потоков МСА (минералов-спутников алмазов) хорошей степени сохранности ожидать нахождения кимберлитовых тел не приходится. В то же время гранаты участка Нинима выделяются своеобразным химическим составом, что говорит о самостоятельном их источнике, а схожесть их с гранатами из трубки Айхал может свидетельствовать о высокой потенциальной алмазоносности этого источника. Поэтому авторы не исключают закрытые для среднепалеозойских кимберлитов площади водораздельного пространства рек Нинима, Ниж. Томба, Могды и Лев. Ниж. Вилуйкан перспективными на поиски алмазоносных кимберлитовых тел.

Прогнозная оценка Нижнетомбинской площади приводится также в сводной работе Н. И. Горева по мониторингу алмазоперспективных территорий Сибирской платформы [318].

В основу выделения этой перспективной площади легли проявленные здесь минералогические признаки и структурно-тектонические предпосылки.

Проявленность минералогических факторов прогнозирования выражается в единичных находках алмазов, большинство из которых установлено в верховьях р. Ниж. Томба и ее левого притока – р. Нинима. Потоки рассеяния МСА установлены в руслах рек Ниж. Томба, Могды, Ниж. Вилуйкан. В целом содержание МСА в этих ореолах невелико и составляет до 10–25 знаков на 10 л. В то же время здесь нередко отмечаются отдельные точки, где концентрация индикаторных минералов достигает 100 знаков и более. На фоне изношенных спутников есть находки и высокосохранных (I–II класс), которые составляют от 5 до 15 % от значимых выборок. Ближайшие от участка кимберлитовые тела (трубки Моркока, Нева и др.) находятся на удалении более 100 км и привнос из них МСА исключается.

Для МСА участка характерно высокое содержание зерен угловатой и остроугольной форм, а также присутствие слабоустойчивых при переносе агрегатных зерен пикроильменита. Пиропы алмазной ассоциации отмечены среди зерен с предельным износом (7,1 %), в т. ч. и среди зерен I–II классов сохранности (16,6 %). В среднем по участку пиропы алмазной ассоциации составляют 7,4 %. Средняя хромистость зерен пикроильменита составляет 0,5 масс. % Cr_2O_3 .

Таким образом, довольно значительные содержания зерен пиропов и пикроильменитов с четко выраженными первичными поверхностями позволяют выделить этот район (водораздельное пространство рек Ниж. Томба и Моркока) в число перспективных для нахождения кимберлитовых тел. Высокие содержания среди пиропов участка Сиеген (вблизи восточной рамки листа Q-48) зерен алмазной ассоциации, в т. ч. и среди зерен I–II классов сохранности, позволяет предполагать повышенную алмазоносность кимберлитов прогнозируемого поля.

Структурно-тектонические предпосылки поискового прогнозирования на выделенной перспективной площади выражаются в ее плановом размещении на участке пересечения Виллойско-Котуйской региональной зоны разломов I порядка и Нижнетомбинской зоны разломов II порядка рифтогенного характера.

По заключению ведущих специалистов Амакинской ГРЭ, в пределах прогнозируемого Нижнетомбинского поля можно ожидать выявление новых коренных источников алмазов с усредненными параметрами объектов ближайшего Алакит-Мархинского поля. Здесь ожидается выявление двух кимберлитовых трубок среднего размера, прогнозный потенциал которых рассчитан в отчете по объекту Экспертный-5 [357].

Таким образом, учитывая вышеизложенное, данная перспективная площадь сегодня может быть включена в реестр прогнозных площадей в ранге минерагенического потенциала с рекомендацией проведения здесь буровых и горно-опробовательских работ.

В 2011–2015 гг. Амакинская ГРЭ ЗАО «АЛРОСА» проводит мелкоштабные поисковые работы на алмазы в бассейнах верхних течений рек Ниж. Томба, Могды, Моркока, захватывая как восточную часть листа Q-48, так и западную листа Q-49 [380].

Комплексом геолого-геофизических методов изучено три перспективных участка: Верхне-Моркокинский, Нижне-Томбинский и Могдинский в пределах территории общей площадью 4445 км² (40% – лист Q-48, 60% – лист Q-49) с применением колонкового бурения скважин по сети 8 × 4 и 4 × 2 км со сгущением сети до 2 × (2–1) км в комплексе с ГИС и шлиховым опробованием; маршрутных работ (поисковые маршруты, шлиховое и геохимическое опробование, отбор мелкообъемных проб); горно-опробовательских работ с обогащением валовых проб из промежуточных коллекторов верхнепалеозойского возраста.

В результате проведенного валового опробования установлена слабая алмазоносность верхнепалеозойских отложений (лист Q-49). Из концентратов пяти валовых проб извлечено 5 кристаллов алмаза. Алмазы представлены индивидами классов крупности –1 + 0,5 мм (2 кристалла весом 1,1 и 0,9 мг) и –2 + 1 (3 кристалла весом 9,2, 3,0, 2,8 мг).

Основное внимание в данной работе было посвящено изучению особенностей состава и морфологии МСА на площади поисков с применением всех современных технологий. Выявлены черты сходства и различия МСА из различных литодинамических типов обстановок, между минералами разной степени сохранности. Определены парагенетические особенности МСА. Все основные выводы и прогнозы делались на основе этого изучения.

В конечном итоге авторы выделили на изучаемой территории по степени перспективности три категории площадей.

К площадям категории «Б» – перспективные на поиски кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста со средними параметрами алмазоносности, недостаточно изученные, отнесена вся закрытая территория участка Нижне-Томбинский, а также северная часть участка Могдинский.

К площадям категории «В» – недостаточно изученные, с неясными перспективами на коренную алмазоносность, отнесена вся оставшаяся закрытая территория объекта, включая закрытые площади в пределах участка Верхне-Моркокинский, южной половине участка Могдинский, ближайшее окружение от участка Нижне-Томбинский, а также территории к западу и северо-западу от участка Могдинский.

К площади категории «Г» – хорошо изученной, бесперспективной на коренную алмазоносность, отнесены все «открытые» достаточно хорошо изученные участки с простым геологическим строением (I геотип) в пределах эрозионных долин водотоков, где на поверхность выходят карбонатные породы нижнего–среднего палеозоя или имеется маломощный покров элювиально-делювиальных образований мощностью до 3 м.

На территории листа Q-48 к категории «В» отнесена площадь на водоразделе рек Лев. Ниж. Виллойкан и Ниж. Томба и частично на правобережье р. Ниж. Томба.

Прогнозные ресурсы категории R_3 авторы подсчитали по стандартной для алмазов схеме. Предполагается наличие двух кимберлитовых тел с заданными параметрами их морфологии и средними содержаниями алмазов до глубины 200 м. Они определены в 32 млн карат.

По протоколу ЦНИГРИ № 7 от 27.03.2012 г. прогнозные ресурсы категории R_3 для Нижне-Томбинской площади определены в 30,8 млн карат. Эти параметры показаны на картах закономерностей размещения полезных ископаемых территории Российской Федерации масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000. Эти ресурсы указаны на схеме прогноза КЗПИ для листа Q-48.

Подводя итог оценке перспектив алмазоносности на территории листа Q-48, следует отметить следующие обстоятельства. Большая часть исследователей, проводивших в Нижнетомбинском алмазоносном районе поисковые работы, считают эту площадь малоперспективной, несмотря на находки алмазов и минералов-спутников в современных аллювиальных и минералов-спутников в пермских терригенных отложениях. Некоторые из исследователей делают оговорки, ссылаясь на слабую изученность и закрытость части площади водно-ледниковыми отложениями. В качестве положительного фактора приводится также высокая хромистость пиропов и значительный процент среди них зерен алмазной ассоциации. Таким образом, они оставляют возможность отнесения этого района к рангу площадей с неясными перспективами, однако не предлагая решений для внесения ясности в этот вопрос.

Здесь следует отметить, что из указанных выше двух методов поисков коренных источников алмазов – минералогического и геофизического – на данной территории явно преобладал первый из них. Это исторически объяснимо для первоначальной стадии их проведения в 1950–1960-е годы. Но непонятно, почему геофизический метод мало использовался при последующих ра-

ботах. Ведь в 1970–1980 гг. на этой площади проводились крупномасштабные аэромагнитные съемки Северо-Енисейской (масштаб 1 : 50 000) и Амагинской (масштаб 1 : 25 000) экспедициями. По результатам этих работ было выделено большое количество локальных аномалий, возможно, трубочного типа, часть из которых вынесена на КПИ листа Q-48.

Применение геофизического метода ограничено на участках, где развиты породы трапповой формации, но вполне рационально на участках распространения осадочных пород палеозойского возраста и водно-ледниковых отложений. Можно согласиться с авторами поисковых работ 2004–2007 гг. в том, что на открытых площадях развития ниже-среднепалеозойских отложений (ввиду отсутствия в аллювии водотоков устойчивых потоков алмазов и МСА) ожидать нахождения кимберлитовых тел (по крайней мере, высокоалмазоносных) именно на этой территории не приходится. Об этом свидетельствует весь опыт поисковых работ в Якутской алмазоносной провинции. Поэтому ожидать высокой эффективности от применения геофизического метода здесь не следует.

В то же время на участках, перекрытых водно-ледниковыми четвертичными отложениями даже большой (50–100 м) мощности, можно ожидать выявления слабоэродированных кимберлитовых тел, о чем свидетельствует опыт их обнаружения в пределах Харамайского кимберлитового поля, расположенного непосредственно за северной рамкой листа Q-48. Также можно ожидать наличие кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста, перекрытых пермскими отложениями, которые не были сильно эродированы и не дали значительные потоки алмазов и МСА в современную гидросеть. Такая территория вырисовывается на площади водораздельного пространства рек Нинима, Ниж. Томба, Могды и Лев. Ниж. Вилуйкан, о чем уже упоминалось выше. Эта площадь показана на схеме прогноза КЗПИ.

Таким образом, определяется технология дальнейших поисковых работ на Нижнетомбинской площади в пределах указанного выше водораздела. Прежде всего необходимо детальное геологическое картирование перспективной площади (возможно, с применением горных работ) для выделения участков распространения водно-ледниковых и открытых верхнепалеозойских отложений, свободных от наличия интрузивных трапповых тел. Затем следует анализ результатов аэромагнитной съемки с выделением локальных аномалий трубочного типа на данных участках. Вообще, учитывая устаревшую технологию аэромагнитной съемки 1970-х годов, лучше провести современную прецизионную аэромагнитную съемку масштаба 1 : 10 000 в вертолетном варианте. Если перед этим учесть результаты детального геологического картирования, то можно локализовать перспективную площадь до размеров в первые сотни квадратных километров и, соответственно, снизить затраты на новую аэромагнитную съемку.

После выделения локальных аномалий следует их заверка наземной магнитной съемкой и горно-буровыми работами. Применение шлихового и объемного опробования при этом на ранней стадии может иметь вспомогательный характер, но в случае обнаружения кимберлитовых тел оно выходит на первый план. Только после реализации такого комплекса работ можно дать окончательную оценку перспектив алмазоносности Нижнетомбинского узла.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Перспективы нефтегазоносности территории листа Q-48 определяются его расположением в центральной части Сибирской платформы, в зоне сочленения двух надпорядковых структур: Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы. На уровне вендско-нижнепалеозойского и среднепалеозойского структурных ярусов первой соответствует Курейская погребенная синеклиза, второй – Анабарская антеклиза [102, 139 и др.]. Согласно нефтегазогеологическому районированию, отражающему структурный план именно этих ярусов, территория листа Q-48 занимает восточную часть Северо-Тунгусской и юго-западную часть Анабарской нефтегазоносных областей (НГО). В пределы листа также частично входят западная часть Сюгджерской и фрагмент северо-восточной части Катангской нефтегазоносных областей [425]. Все эти НГО входят в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

Рассматриваемая территория характеризуется относительно низким уровнем изученности ее глубинного строения. Вследствие этого для оценки перспектив ее нефтегазоносности необходимо широкое привлечение материалов по более изученным сопредельным площадям вышеперечисленных НГО, а также данных региональных исследований. В разные годы фундаментальными вопросами тектоники, органической геохимии, коллекторских свойств пород и оценки перспектив нефтегазоносности верхнепротерозойских и фанерозойских комплексов Сибирской платформы занимались геологи ВНИГРИ, ИГиГ СО РАН, ПГО «Енисейгеофизика», ПГО «Енисейнефтегазгеология», КНИИГиМСа, СНИИГиМСа и других организаций [49, 75, 100, 102–106, 115, 128, 172, 173, 239, 265–267, 317, 351, 372 и др.].

Ввиду неохваченности территории рассматриваемого листа структурным и параметрическим бурением, основная информация по ее глубинному строению обеспечивается результатами сейсмических работ. В целом территория характеризуется весьма неравномерной сейсмической изученностью. Большая часть профилей сконцентрирована в южной и западной частях листа, в первую очередь в зоне предполагаемого продолжения Западно-Якутского рифового барьера (рис. 11).

Сейсморазведочные работы, в ходе которых были получены данные по строению платформенного чехла, проводились, начиная с 70-х годов прошлого века, различными методами: профилирование методом отраженных волн (МОВ) и методом общей глубинной точки (МОГТ), точечные сейсмозондирования МОВ и методом преломленных волн (МПВ). Региональные сейсморазведочные работы МОГТ вдоль р. Мойеро, в бассейнах рек Мойеро и Виллой, в междуречье Ниж. Тунгуски и Виллоя выполнялись в 1989–1993 гг. Эвенкийской и Илимпейской геофизическими экспедициями [359, 465, 466, 468]. Они позволили изучить глубинное геологическое строение восточного борта Курейской синеклизы, показать наличие клиноформных комплексов и карбонатных построек ранне-среднекембрийского возраста.

Новейшие геолого-геофизические исследования, включающие региональные сейсморазведочные работы МОГТ в комплексе с гравиразведкой и аэро-геофизическими исследованиями, проводились в период с 2007 по 2010 год

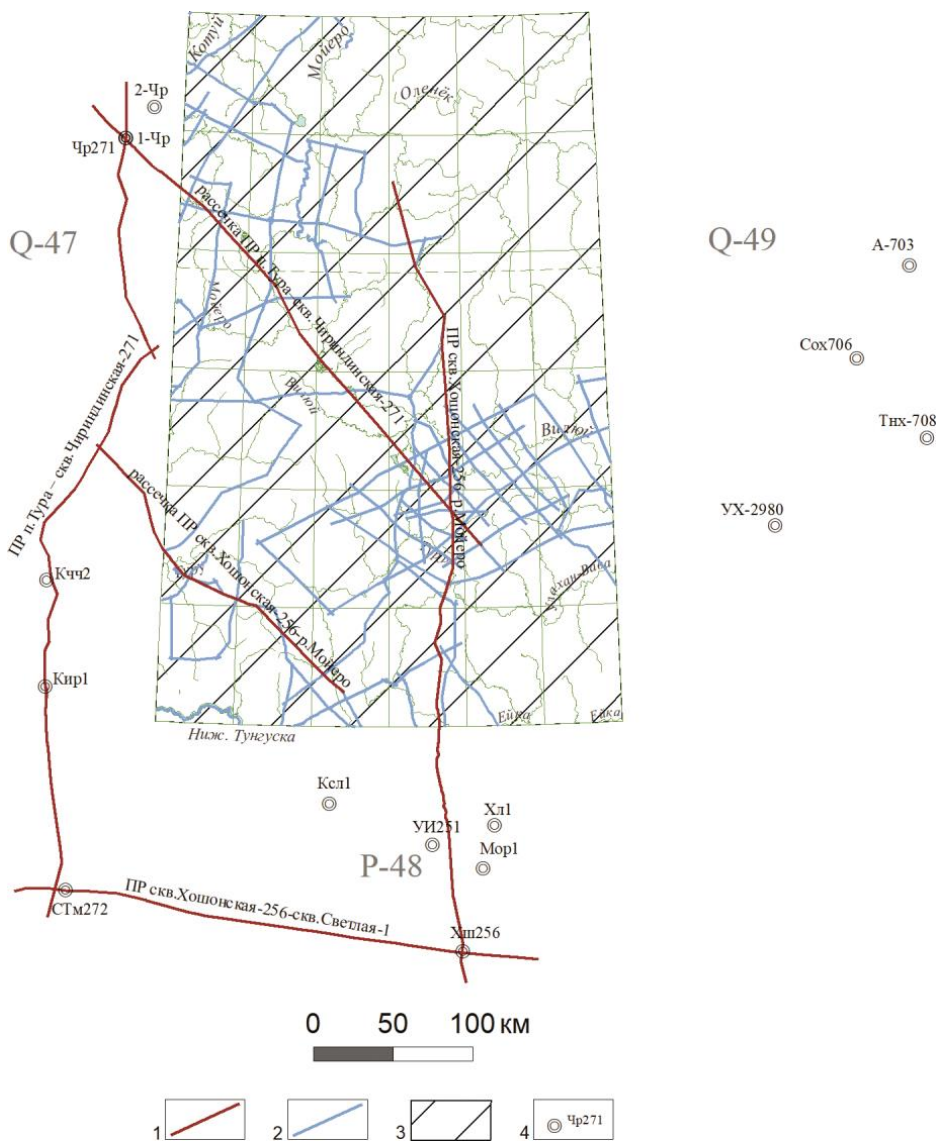


Рис. 11. Сейсморазведочные, буровые и тематические работы, использованные для оценки перспектив нефтегазоносности территории листа Q-48.

1 – региональные профили сейсморазведочных работ МОГТ [319, 320, 339, 340]. 2 – профили сейсморазведочных работ МОГТ: Котуйская с/п 90/90-92 [290]; Мойеринская г/п 53/08-10 [320]; Верхневилуочанская г/п 13 [341]; Вилуйско-Мархинская с/п [340]; Танхайско-Мирнинская с/п [337]; Чириндинская г/п 44/07 [339]; Кислоканские с/п 06, 82, 84/06 [353]; Котуйская с/п 130/88-92 [360]; Чириндинская с/п 123/87-89 [358]; Чернышевская с/п 6/89-90 [381]; Турунская с/п 92/90-93 [408]; с/п 04/12-14 Экондинский [458]; Анабарская рс/п 129/88-89 [465]; Тунгусская рс/п 118/87-88 [464]; Турунская с/п 95/91-93 [468]; Экондинская с/п 85/88-91 [466]; Турунская с/п 87/89-91 [469]. 3 – фондовые и опубликованные материалы по тематическим работам [227, 266, 267, 317, 398, 425]. 4 – скважина и ее номер [304, 424].

ОАО «Енисейгеофизика» и «Центральная геофизическая экспедиция» по региональным профилям пос. Тура – скв. Чириндинская-271, скв. Хошонская 256 – р. Мойеро и одноименным расщелкам к ним [320, 339–341]. На основании проведенной интерпретации геолого-геофизических материалов удалось уточнить и проследить территорию распространения рифогенных ниже-среднекембрийских отложений, составить геологическую модель строения верхней части осадочного чехла, структурно-тектоническую схему довендской эрозионной поверхности, уточнить восточную границу Ангаро-Котуйского рифтогенного прогиба, а также наметить линию выклинивания отложений терригенного венда в восточной прибортовой зоне Курейской синеклизы. Сейсмогеологический разрез к карте прогноза на нефть и газ построен по расщелке к профилю пос. Тура – скв. Чириндинская-271 [339].

Глубокое бурение на территории листа Q-48 не проводилось. Ближайшие скважины – Чириндинские 1, 2 (колонковые) и 271 (параметрическая) пробурены в 35 км западнее листа Q-48-VII в центре Чириндинского куполовидного поднятия (лист Q-47-XII). Вышеназванные скважины вскрыли почти полный стратиграфический разрез кембрийских (скв. Чириндинская-271) и полные разрезы ордовикских (скв. Чириндинская 1) и силурийских (скв. Чириндинская 2) отложений [75, 178].

К западу от рамки листа пробурены скважины Кочечумская 1 (поисковая), Кочечумская 2, Кирамкинская 1, Среднетаймуринская 272 (параметрические) и Туринская 1 (опорная). За южной рамкой ближайшие скважины глубокого бурения – Кислоканская 1, Усть-Илимпейская 251, Холокитская 1, Хошонская 256 (параметрические) и Моровская 1 (поисковая). Восточнее рамки листа расположены параметрические скважины Унга-Хажсыкская 2980, Сохсолохская 706, Танхайская 708 и Айхальская 703.

Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности

Анализ тектонического развития Курейской синеклизы показывает, что на протяжении всей геологической истории в ее пределах существовали благоприятные условия для латеральной миграции и формирования скоплений углеводородов. С раннего палеозоя породы на значительной части территории листа залежали с наклоном, превышающим 1 м/км, т. е. достаточным для латеральной миграции углеводородов. В это же время формировались и крупные пологие поднятия, которые вполне могли явиться зонами нефтегазонакопления. Несомненно, в процессе длительной истории геологического развития в связи с изменениями структурного плана (определяющими в создании современного структурного плана были послетриасовые движения) неоднократно создавались условия для перераспределения жидких и газообразных углеводородов, а частично и для разрушения их залежей [102, 104]. Территория листа Q-48 осложнена рядом локальных поднятий, которые могли быть весьма благоприятны для формирования ловушек структурного и литологического типов [393].

Анабаро-Оленёкская антеклиза, являясь областью интенсивного воздымания, характеризуется крупными скоплениями битумов в рифейских, вендских и в особенности кембрийских отложениях, что указывает на происходившие

процессы миграции и аккумуляции нефти из прилегающих к антеклизе отрицательных структур, крупнейшей из которых является Курейская синеклиза [351].

Прямые признаки нефтегазононости

К прямым признакам нефтеносности недр относятся нафтидопроявления различного масштаба. Они выявлены на территории листа Q-48 в поверхностных выходах ордовикских и силурийских пород, но, очевидно, присутствуют и в более древних осадочных комплексах, подстилающих названные отложения, поскольку такие проявления широко представлены на сопредельных с севера и северо-востока площадях – на склонах Анабарского свода (листы R-48, R-49) [51, 172].

Наиболее крупные битумопроявления в рифейских породах приурочены к базальным песчаникам мукунской серии рифея (ильинская (RF₁il), верхи бурдурской – низы лабазтахской свит (RF₁br–RF₁lb)). Асфальтовые битумы, относящиеся к мальтам, пропитывают прослой крупнозернистых песчаников, образуют вкрапленность черных блестящих битумов в межзерновом пространстве песчаников. Карбонатные и карбонатно-терригенные породы венда – базального кембрия (манькайская свита (V₂–C₁mn)) образуют региональный битумонасыщенный комплекс, содержащий нафтиды, относящиеся к классу асфальтов.

Вышележащие отложения нижнего–среднего кембрия (эмяксинская – C₁mn, куонамская – C₁₋₂kn, оленёкская – C₂ol и джахтарская – C₂dž свиты) относительно бедны нафтидопроявлениями. Последние встречаются в виде небольших асфальт-асфальтитовых жилков, примазок по трещинам, включений в кавернах.

Карбонатный рифогенный СВК среднего–верхнего кембрия характеризуется развитием крупных гипергенных нафтидопроявлений, которые образуют полосу, протягивающуюся на юго-восток от северо-восточного борта Тунгусской синеклизы через южный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы к восточному склону Алданской антеклизы [106, 227, 245, 351]. К этой зоне приурочены локализованные непосредственно близ рамки листа Q-48 в перекрывающих рифогенные известняки глинисто-карбонатных породах выходы жидкой нефти (в 16 и 30 км выше устья р. Кюэнелекян – правый приток р. Арга-Сала, лист Q-49-I, II), связанных с разрушающимися в настоящее время залежами. Наиболее крупный выход находится в 30 км выше устья реки. Считается, что путями миграции нефти на дневную поверхность являются дизъюнктивные нарушения, с которыми в т. ч. связано внедрение секущей дайки [317]. Восточнее в нижнем течении р. Арга-Сала отложения рифогенного типа замещаются по простиранию доманикоидными породами куонамской свиты.

Причиной образования крупных залежей битумов в кембрийских отложениях является благоприятная структурно-фациальная обстановка: наличие нефтепроизводящих черносланцевых отложений куонамской свиты и органогенных карбонатных пород с хорошими коллекторскими свойствами в зоне сочленения Анабарской антеклизы с Курейской синеклизой [172]. Вероятно,

что ОВ куонамской свиты является нефтематеринским для нефтепроявлений на р. Кюэнелекян [266].

Непосредственно на территории листа Q-48 битумопроявления установлены в ордовикских и силурийских отложениях. Первые характеризуются в целом низким содержанием сингенетических битуминозных веществ. В бассейне р. Мойеро их содержание составляет в среднем 0,0018%, максимальное значение – 0,07% при средних колебаниях $C_{орг}$ – от 0,01 до 0,24%, максимум – 0,49% [173]. Вторичные битумы, выполняющие трещинки, отмечаются в породах мойеронской свиты в обнажении, расположенном на расстоянии 1,5–2 км вверх от устья р. Бугарикта (нижняя) [317]. В 2 км выше по течению р. Мойеро в органогенных известняках, подстилающих граптолитовые сланцы нижнего силура, а также в жеодах и кальцитовых прожилках в контакте и вблизи дайки долеритов мощностью 30 м присутствуют включения твердых, хрупких и полужидких битумов [171]. Элементный состав битумов (%): С – 82,74–84,86, Н – 10,23–10,7, О + Н + S – 4,44–7,03. По составу и свойствам битумы охватывают ряд от мальт до асфальтитов [173]. Полужидкие и твердые битумы типа асфальта и асфальтита (С – 84,69%, Н – 9,82%, О + Н + S – 5,49%) были встречены в прожилках и крупных жеодах кальцита, пронизывающих выветрелые долериты корневой части силла, который прорывает верхнеордовикские и нижнесилурийские породы в 5,4 км выше устья р. Бугарикта на левом берегу р. Мойеро.

Битумопроявления в силурийских отложениях долины р. Мойеро [173, 317] отмечались в породах лландоверийского и венлокского отделов. По составу и свойствам битумы охватывают спектр от мальты до асфальтита, что обусловлено длительно существующими условиями гипергенеза вмещающих пород [172].

Для маломощных граптолитовых сланцев, залегающих в основании силурийского разреза, характерно повышенное содержание ОВ: по данным И. С. Гольдберга – 2,23%, согласно полученным нами результатам – до 7,27% (табл. 7). Содержание битумоидов достигает 0,788%. Выше по разрезу отмечаются миграционные битумы, а концентрации сингенетических битумоидов равны от 0,001 до 0,004%.

В среднем течении р. Мойеро, в междуречье Мойерокан–Бугарикта в жеодах и кальцитовых прожилках микродолеритов, расположенных в эндоконтакте кровли пластового интрузивного тела (0,5 м), прослеживающегося вдоль кровли углеродистых мергелей мойероканской свиты (S_1^{mr}), наблюдались включения твердых, хрупких и полужидких битумов. На левом берегу р. Мойеро в 12 км ниже устья р. Мойерокан среди органогенных и органогенно-обломочных известняков мойероканской свиты мощностью 30 м, которые нарушены маломощной дайкой, зафиксированы несколько прослоев черных мелкозернистых известняков с натеками миграционных битумов на поверхности, среднее содержание которых составляет 0,07–0,15% на породу. В битуминозных известняках описаны табулятоморфные кораллы, пропитанные миграционными битумами с элементным составом (%): С – 86,26, Н – 8,07, О + Н + S – 5,67. Наличие битумов здесь связано с миграцией их из более глубоких горизонтов вдоль трещиноватой зоны на контакте дайки с вмещающими породами.

Известняки венлокского отдела характеризуются невысоким содержанием сингенетичного ОВ. Миграционные битумы, содержание которых достигает 0,019% на породу, выполняют трещины и образуют пятнистые скопления. Последние приурочены к доломитизированным участкам пород. На правом берегу р. Мойеро в 0,2 км выше устья р. Тардэк на контакте венлокских известняков с долеритовой дайкой описаны кальцитовые мелкие прожилки и каверны с твердыми черными битумами гипергенного ряда: асфальтами и асфальтитами. Элементный состав битумов (%): С – 74,36, Н – 9,51, О + N + S – 16,33. Подобный состав миграционных битумов свидетельствует об окисленности в зоне гипергенеза [179].

В сульфатных и карбонатных породах янгадинской и кольдинской свит, обнажающихся в долине р. Мойеро, содержание хлороформенных битумоидов изменяется от 0,0012 до 0,0018% на породу. Повышенные значения битумоидов (до 0,02%) отмечаются для пород основания янгадинской свиты. Предполагается, что это смешанный тип битумоидов [317].

Кроме того, черная густая нефть отмечалась по стилолитовым швам и в мелких порах известняков в кровле хакомской свиты в разрезе скв. Чириндинская 2 за западной рамкой листа Q-48.

Ряд битумопроявлений описан в нижнесилурийских (преимущественно венлокских) отложениях нижнего течения р. Могды (крайняя восточная часть территории листа Q-48). Результаты их исследования [317] представили свидетельства миграции битумов после внедрения трапповых интрузий.

Здесь разрез нижнего силура представлен известняками и доломитами, прорванными дайкой оливиновых долеритов мощностью 1,65 м. Битумы отмечены в эндоконтакте дайки, в цементе и в трещинах фрагментов контактовой брекчии, в порах и трещинах известняков и доломитов, залегающих в пределах этой нарушенной зоны. Элементный состав хлороформенного битума варьирует: в трещинах долеритов и в брекчии он содержит (%): С – 84,42–85,51, Н – 11,87–12,55, О + N + S – 2,23–2,81. В карбонатных породах состав битума отличается повышенным содержанием гетероэлементов, что вызвано большей степенью их гипергенного преобразования (%): С – 83,42, Н – 11,87, О + N + S – 4,71 [317].

В известняках, в порах и кавернах описан твердый нефтяной битум, который распределен также в интерстициях между кристаллами кальцита и выполняет миротрещинки. В элементном составе хлороформенный битум содержит меньшее количество водорода и также сравнительно повышенное содержание гетероэлементов (%): С – 85,56, Н – 9,88, О + N + S – 4,56 [317]. Все вышеописанные вязкие и твердые битумы являются гипергенными производными нефти, среди которых отсутствуют классы термально-метаморфического ряда, что свидетельствует об их миграции после внедрения траппов.

Концентрации $C_{орг}$ в опробованных палеозойских отложениях листа Q-48

Общие и местные стратиграфические подразделения	Нерастворимый остаток, % на породу	$C_{орг}$, % на нерастворимый остаток	$C_{орг}$, % на породу
Кембрийская система (C)	2,6–22,6 (11,84)	0,03–2,85 (0,62)	0,01–0,07 (0,03)
Мархинская свита (C_2-3mr)	22,6	0,03	0,01
Онхойоряхская свита (C_3ojr)	9,1–20,4 (15,27)	0,05–0,73 (0,28)	0,01–0,07 (0,03)
Чукукская свита (C_2-3ck)	2,6–8,3 (4,83)	0,26–2,85 (1,15)	0,01–0,07 (0,03)
Ордовикская система (O)	1,6–92,7 (18,91)	0,06–1,36 (0,46)	0,01–0,31 (0,05)
Олдондинская свита (C_3-Ool)	30,8	0,08	0,02
Ирбуклинская свита (C_3-Oir)	1,6–16,7 (9,2)	0,16–0,87 (0,56)	0,01–0,11 (0,05)
Сохсолохская свита (O_1sh)	20,5–25,4 (22,95)	0,11–1,22 (0,66)	0,02–0,31 (0,16)
Кочаканская свита (O_1-2kc)	9,6–19,9 (14,75)	0,12–0,3 (0,21)	0,02–0,03 (0,025)
Мойеронская свита (O_2mo)	3,6–92,7 (48,15)	0,07–0,36 (0,215)	0,01–0,06 (0,035)
Сытыканская свита (O_2stk)	30,4	0,06	0,02
Джеромская свита (O_3dj)	4,7–9,8 (7,25)	0,24–1,36 (0,8)	0,02–0,06 (0,04)
Силурийская система (S)	0,74–47,2 (13,54)	0,06–15,4 (3,52)	0,01–7,27 (0,53)
Мойероканская свита (S_1mr)	1,6–47,2 (27,23)	0,09–15,4 (6,54)	0,01–7,27 (1,87)
Байтахская и башенная свиты (S_1bt-bs)	3–17,8 (8,3)	0,3–2,38 (1,33)	0,04–0,1 (0,06)
Хаастырская свита (S_1hs)	3,7–11,9 (7,8)	0,32–0,42 (0,37)	0,02–0,04 (0,03)
Агидыйская свита (S_1ag)	35,8	0,09	0,03
Хакомская свита (S_1hk)	0,74–11,6 (2,80)	0,75–11,2 (4,52)	0,04–0,11 (0,07)
Янгадинская свита (S_2jn)	3,6–5,3 (4,45)	0,98–1,6 (1,29)	0,03–0,08 (0,055)
Кольдинская свита (S_2-Dkl)	5,9–34,2 (21,5)	0,06–1,14 (0,43)	0,02–0,07 (0,04)
Девонская система (D)	38,1	0,04	0,02
Курейская свита (Dkr)	38,1	0,04	0,02

П р и м е ч а н и е. 0,01–7,27 (1,87) – минимальное, максимальное и среднее значения.

Разнообразие битумов можно объяснить одновременностью поступления их в породу, т. е. многостадийностью миграционных процессов, а также условиями экспозиции [172, 173]. Вышеописанные данные являются важным свидетельством двух процессов:

– в осадочном чехле на определенных этапах геологического развития имели место процессы нефтеобразования;

– нефтеобразование сопровождалось миграцией в области положительных структур и аккумуляцией благодаря наличию в разрезе пород, обладающих оптимальными емкостными и фильтрационными свойствами.

Нефтегазоматеринские комплексы

В осадочном чехле востока Курейской синеклизы выделяется ряд обогащенных органическим веществом литолого-стратиграфических комплексов, которые рассматриваются как нефтегазоматеринские. Исходя из тектонического строения региона, они могут быть экстраполированы и на территорию листа Q-48.

1. Усть-ильинская свита (RF_{ul}) – самый древний нефтегазоматеринский горизонт в чехле платформы – представлен сероцветными карбонатными породами с прослоями горючих сланцев: мощность свиты – 70 м, концентрация $C_{орг}$ – 0,2–6,5 %, градация катагенеза для коллоальгинитового типа ОВ от начальной и конечной стадий раннего мезокатагенеза (MK_1^1 - MK_1^2) до среднего и начальной стадии позднего мезокатагенеза (MK_2 - MK_3^1), от длинопламенной (Д) до коксовой (К) стадии по углемарочной шкале, в погруженных районах синеклизы до начального апокатагенеза (AK_1), тощая стадия (Т) [11, 185]. Самый северный очаг нефтегазообразования Сибирской платформы, связанный с усть-ильинской свитой – Котуйский. Он расположен на северо-западном и западном склонах Анабаро-Оленёкской антеклизы и в северо-восточной части Тунгусской синеклизы и прослеживается до северо-западной части листа Q-48. Катагенетическая превращенность ОВ рифейских отложений была обусловлена регионально-статическим катагенезом [115].

Наименьшая степень катагенетической превращенности ОВ в рифейских толщах, соответствующая среднему мезокатагенезу (MK_2) – жирная стадия (Ж) – установлена в районах, прилегающих к Анабарскому щиту, т. е. в наиболее стабильной структурной зоне. Катагенетическая измененность ОВ, отвечающая конечной стадии позднего мезокатагенеза (MK_3^2), отоценно-спекающаяся стадия (ОС) и выше, прогнозируется в Тунгусской синеклизе, постепенно уменьшаясь к ее прибортовым зонам [100, 115].

Важно учитывать, что рифейские формации в качестве источника углеводородов (УВ) для современных залежей могут представлять интерес в том случае, если генерация углеводородных флюидов в них происходила в пост-рифейское время. В альтернативном случае о сохранности залежей в рифее вследствие инверсии и размыва речи идти не может [9].

2. В отложениях верхнего венда на склонах Анабарского свода выделяются обогащенные сингенетичным органическим веществом глинисто-карбонатные породы старореченской свиты (V_{2st}). Средняя концентрация $C_{орг}$ составляет 0,15–0,25 %. Предполагается, что контактовый катагенез, связанный с трапповым магматизмом, оказал слабое влияние на преобразованность ОВ в верхне-протерозойских толщах, поэтому катагенетическая превращенность ОВ вендских пород обусловлена в значительной мере регионально-статическим катагенезом.

3. Следующим, главным, нефтегазоматеринским горизонтом являются темноцветные глинисто-карбонатные отложения куонамской свиты (C_{1-2kn}). Они вскрыты скважинами Чириндинская-271 и Сохолохская 706 и трассируются по сейсмическим данным на территорию листа Q-48, где распространены на юг вплоть до рифогенного барьера, прослеживающегося в субширотном направлении от долины р. Туру в низовья р. Ниж. Виллойкан. Мощность свиты

здесь (по профилю расщелке пос. Тура – скв. Чиридинская 271) оценивается значениями не более 70 м [340].

В разрезах упомянутых скважин куонамская свита представлена черными известковыми аргиллитами, мергелями и комковатыми, в разной степени глинистыми известняками с уплощенными послойными четковидными выделениями серых и темно-серых перекристаллизованных мелко-среднекристаллических известняков [227]. В прослойках аргиллитов отмечена алевроитовая примесь (8–10 %) силикатных минералов. Местами породы окремнены, доломитизированы. В виде кристаллов и корок по наслоению присутствует пирит. Отложения куонамской свиты в скв. Чиридинская-271 хорошо отражаются на каротажных диаграммах повышенными значениями гамма-каротажа (ГК) и нейтронного гамма-каротажа (НГК).

В целом для отложений куонамского типа Сибирской платформы содержание органического вещества часто достигает таких концентраций, при которых породы принято именовать горючими сланцами (до 16,7–20 % на породу) [81].

Глубины залегания кровли и подошвы пород куонамской свиты и, следовательно, степень катагенеза содержащегося в них ОВ в районе исследуемой территории различны. Современный катагенез ОВ куонамской свиты и ее аналогов (шумнинской и иниканской свит) изменяется от $МК_1^1$ до АК. В юго-западной части территории листа в пределах восточной части Туринской мегавпадины отложения куонамской свиты преобразованы до градации апокатагенеза. На восток и северо-восток, от верховьев р. Мойеро по направлению к Анабаро-Оленёкской антеклизе катагенез постепенно снижается до градаций $МК_1^1$ - $МК_1^2$ [10]. Таким образом, региональный катагенез ОВ пород куонамской свиты соответствует нижней части главной зоны нефтеобразования в районе Прианабарья, тогда как в зоне Туринской мегавпадины органическое вещество полностью реализовало свой нефтегазогенерационный потенциал.

Естественно, что воздействие трапповых интрузий увеличивает степень катагенетической превращенности ОВ по сравнению с региональным фоном. Органическое вещество пород куонамской свиты в скв. Чиридинская-271 преобразовано до градации апокатагенеза (АК). Детальные исследования керогена подтверждают высокую преобразованность органического вещества (ОВ) куонамской свиты [265]. Элементный состав нерастворимого в хлороформе ОВ куонамской свиты при остаточном содержании органического углерода в породе (0,86 %) составляет (%): С – 91,20, Н – 1,87, О + N + S – 6,93. Высокие значения углерода свидетельствуют о преобразованности ОВ до градации АК. Катагенетическая превращенность альгосапропелитов куонамской свиты до градации позднего апокатагенеза зафиксирована в скв. Сохолохская 706 на контакте с интрузией мощностью 102 м [68].

Нефтегазоматеринские отложения куонамской свиты вошли в главную зону нефтеобразования в конце пермского времени, т. е. до проявления триасового вулканизма [10, 100]. Катагенез ОВ в породах куонамской свиты на этом этапе на большей площади соответствовал грациям $МК_1^2$ - $МК_2$. На востоке платформы, где отсутствовали базальтовые покровы, катагенез ОВ не изменился до настоящего времени, т. к. территория в послетриасовое время воздымалась.

На юге территории листа стратиграфическому уровню куонамской свиты должны соответствовать карбонатные и глинисто-карбонатные породы булайской (\mathcal{C}_1bl), ангарской (\mathcal{C}_1an) и литвинцевской ($\mathcal{C}_{1-2}lt$) свит, составляющие разрез нижнего и среднего кембрия Катангской НГО. На юго-востоке (в Сюгджерской НГО) им соответствуют олёкминская (\mathcal{C}_1ol), чарская (\mathcal{C}_1cr), метегерская и ичерская ($\mathcal{C}_{1-2}mt-ic$) свиты.

4. На Чириндинской площади (50–70 км западнее рамки листа) зафиксированы обогащенные $C_{орг}$ аргиллиты верхней части джеромской свиты (O_3dj) (сандбийский и низы катийского яруса верхнего ордовика). Максимальная концентрация $C_{орг}$ достигает 1,52 % [172].

5. Один из значительных нефтегазоматеринских горизонтов представлен в основании силурийского разреза – базальном горизонте мойероканской свиты (S_1mr), сложенном углеродистыми мергелями (графтолитовыми сланцами) мощностью до 5 м. Важно отметить, что собственно углеродистые сланцы развиты на западе территории, в бассейне р. Мойеро. На ее востоке в основании силура представлены серые аргиллиты, мергели и глинистые известняки, относительно незначительно обогащенные РОВ. Породы горизонта выходят на поверхность в среднем течении р. Мойеро [171]. Органическое вещество в углеродистых мергелях зоопланктонного типа (н. о. на породу от 30,1 до 47,2 %, $C_{орг}$ – от 1,42 до 7,27 % (табл. 7, 8)) характеризуется однородными включениями хитинита и коллохитинита с четкими границами размером до 0,24 мм, агрегаты до нескольких миллиметров, тонкодисперсными агрегатами, послойным распределением и в виде крупных неправильной формы образований, частично пиритизированных. ОВ коричнево-бурого цвета, частично изменено до черного цвета, равномерно распределено по площади шлифа и почти равномерно обогащает породу. В отраженном свете органическое вещество – серое, зачастую бесструктурное, местами минерализованное (с шагреневой поверхностью).

Таблица 8

Результаты пиролиза $C_{орг}$ по опробованным палеозойским отложениям листа Q-48

Общие и местные стратиграфические подразделения	$C_{орг}$, % на породу	Углеводороды, мг УВ/г породы			PI	T_{max} , °C	HI, мг УВ/г $C_{орг}$
		S1	S2'	S2			
Кембрийская система (C)	0,01–0,07 (0,03)	0,004– 0,019 (0,008)	0,006– 0,035 (0,015)	0–0,184 (0,067)	0–0,4 (0,3)	0– 433 (414)	0–246 (117)
Мархинская свита ($\mathcal{C}_{2-3}mr$)	0,01	0,005	0,01	**	–	–	–
Онхойюряхская свита ($\mathcal{C}_{30}jr$)	0,01–0,07 (0,03)	0,006– 0,01 (0,009)	0,01–0,02 (0,01)	0–0,01 (0,01)	0– 0,39 (0,39)	0– 392 (392)	0–67 (67)
Чукукская свита ($\mathcal{C}_{2-3}ck$)	0,01–0,07 (0,03)	0,004– 0,019 (0,009)	0,006– 0,035 (0,017)	0–0,184 (0,096)	0–0,4 (0,24)	0– 433 (426)	0–246 (142)
Ордовикская система (O)	0,01–0,31 (0,05)	0,001– 0,03 (0,011)	0,002– 0,101 (0,020)	0–0,86 (0,11)	0– 0,52 (0,30)	0– 433 (419)	0–307 (106)

Общие и местные стратиграфические подразделения	C _{орг} , % на породе	Углеводороды, мг УВ/г породы			PI	T _{max} , °C	HI, мг УВ/г C _{орг}
		S1	S2'	S2			
Олдондинская свита (Є ₃ -O _{10l})	0,02	0,007	0,006	0,007	0,52	415	27
Ирбуклинская свита (Є ₃ -O _{1ir})	0,01–0,11 (0,05)	0,001–0,02 (0,012)	0,002–0,03 (0,02)	0–0,06 (0,028)	0–0,45 (0,32)	0–425 (412)	0–307 (133)
Сохсолохская свита (O _{1sh})	0,02–0,31 (0,16)	0,003–0,016 (0,010)	0,003–0,101 (0,052)	0,005–0,857 (0,431)	0,02–0,41 (0,22)	394–433 (414)	22–277 (150)
Кочаканская свита (O _{1-2kč})	0,02–0,03 (0,025)	0,004–0,01 (0,007)	0,01	0–0,02 (0,02)	0–0,16 (0,16)	0–430 (430)	0–73 (73)
Мойеронская свита (O _{2mo})	0,01–0,06 (0,035)	0,01–0,03 (0,02)	0,005–0,04 (0,023)	0,01–0,16 (0,085)	0,15–0,5 (0,33)	423–430 (427)	81–251 (166)
Сытыканская свита (O _{2stk})	0,02	0,011	0,016	**	–	–	–
Джеромская свита (O _{3dj})	0,02–0,06 (0,04)	0,004–0,01 (0,007)	0,004–0,01 (0,007)	0,01–0,02 (0,015)	0,29–0,35 (0,32)	423–428 (426)	11–28 (20)
Силурийская система (S)	0,01–7,27 (0,53)	0,003–2,43 (0,18)	0,007–2,72 (0,17)	0–20,23 (1,48)	0–0,54 (0,38)	0–530 (426)	0–278 (82)
Мойероканская свита (S _{1mr})	0,01–7,27 (1,87)	0,003–2,43 (0,62)	0,01–2,72 (0,59)	0–20,23 (6,14)	0–0,4 (0,25)	0–437 (425)	0–278 (145)
Байтахская и башенная свиты (S _{1bt-bs})	0,04–0,1 (0,06)	0,006–0,01 (0,008)	0,007–0,022 (0,013)	0–0,024 (0,019)	0–0,36 (0,28)	0–444 (436)	0–45 (30)
Хаастырская свита (S _{1hs})	0,02–0,04 (0,03)	0,005	0,01	**	–	–	–
Агидыйская свита (S _{1ag})	0,03	0,01	0,02	**	–	–	–
Хакомская свита (S _{1hk})	0,04–0,11 (0,07)	0,01–0,2 (0,04)	0,01–0,12 (0,03)	0–0,18 (0,05)	0–0,54 (0,46)	0–431 (416)	0–158 (71)
Янгадинская свита (S _{2jn})	0,03–0,08 (0,055)	0,01–0,02 (0,015)	0,01–0,02 (0,015)	0,02–0,03 (0,025)	0,32–0,43 (0,38)	389–421 (405)	33–70 (52)
Кольдинская свита (S _{2-D₁kl})	0,02–0,07 (0,04)	0,01–0,03 (0,02)	0,01–0,09 (0,04)	0–0,02 (0,02)	0–0,41 (0,41)	0–530 (530)	0–90 (90)
Девонская система (D)	0,02	0,01	0,01	**	–	–	–
Курейская свита (D _{1kr})	0,02	0,01	0,01	**	–	–	–

Примечание. 0,01–7,27 (0,53) – минимальное, максимальное и среднее значения.

** – пик S2 отсутствует на пиктограмме; PI, HI, T_{max} в данных образцах определить невозможно.

Используемые обозначения: S1 – свободные или слабосвязанные углеводороды; S2' – углеводороды, образованные из смолисто-асфальтеновой части битумоида, либо миграционные; S2 – углеводороды, образованные в результате пиролиза, пик характеризует остаточный нефтематеринский потенциал; PI – индекс продуктивности; T_{max} – температура, соответствующая вершине пика S2; HI – водородный индекс.

Отражательная способность микрокомпонентов ОВ изменяется в зависимости от степени катагенеза R^n от 0,43 до 2,35, что в пересчете в значения отражательной способности витринита составляет от 0,51 до 2,01. Полученные значения характеризуют степень катагенеза от начала раннего мезокатагенеза MK_1^1 (соответствующего региональному катагенезу для данной территории) и конца раннего – начала среднего мезокатагенеза MK_1^2 - MK_2 до позднего мезокатагенеза MK_3 и раннего–среднего апокатагенеза AK_{1-2} . Настоящие данные хорошо согласуются с результатами пиролиза RockEval по суммарным значениям НН ($HN = S_2 \times 100/C_{орг}$), изменяющимся от 278 до 30 % (табл. 8), которые для альгозоосапропелитов (основа – граптолиты), по данным Т. К. Баженовой, соответствуют градациям катагенеза от MK_1^1 до AK_{1-2} и элементного состава концентратов керогена. Градации MK_1^1 соответствует невысокое содержание углерода (С – 81,2 %), повышенное водорода (Н – 6,2 %) и гетероэлементов (N + S + O – 12,6 %); атомные отношения элементов к углероду: Н/С – 0,91, О/С – 0,075. Элементный состав для градации MK_1^2 - MK_2 : С – 82 %, Н – 4,9 %, N + S + O – 13,1 %, атомные отношения: Н/С – 0,71, О/С – 0,08. Для апокатагенеза характерна высокая карбонизация керогена (С – 93,4 %), сравнительно низкие содержания водорода (Н – 2,3 %) и гетероэлементов (N + S + O – 4,3 %); атомные отношения: Н/С – 0,29, О/С – 0,023 (табл. 9).

Таблица 9

Характеристика керогена РОВ мергелей углеродистых (графтолитовых сланцев) мойероканской свиты в катагенезе

№ обр.	Катагенез	Элементный состав, %					V, %	Атомные отношения элементов к углероду	
		С	Н	N	S	O		Н	О
К3053/2	MK_1^1	81,2	6,2	3,5	0,9	8,2	30,7	0,91	0,075
К3054/1	MK_1^2 - MK_2	82,0	4,9	4,3	0,5	8,3	18,4	0,71	0,08
К3044/5	AK_{1-2}	93,4	2,3	1,2	0,2	2,9	8,0	0,29	0,023

Примечание. V – выход летучих веществ органического вещества.

Вариации концентрации ОВ, его катагенеза и нефтематеринского потенциала связаны с воздействием на породы базитовых интрузий и зависят от нескольких факторов: мощности, формы интрузий (пластовые или секущие тела), расстояния от контакта и положения пород относительно кровли или подошвы пластового интрузивного тела.

На р. Мойеро к нефтегазоматеринским толщам можно отнести не только граптолитовые сланцы мощностью до 5 м, но и вышележащие слабообогатенные глинисто-карбонатные породы с концентрациями $C_{орг} \geq 0,2\%$ [128]. В породах мойероканской свиты Чириндинской площади содержание $C_{орг}$ низкое и составляет до 0,02 %.

С целью установления фациально-генетического типа ОВ и определения син- или эпигенетичности битумоидов вмещающим породам выполнены интерпретация изотопного состава углерода хлороформенных битумоидов и экстрактов керогенов, а также их сопоставление. Битумоиды получены

в результате двух этапов экстракции: первый этап – экстракции из недробленной породы (Бхл. 1, тип А), второй этап – экстракции из порошка 0,25 мм из проэкстрагированной недробленной породы (Бхл. 2, тип С).

В образцах углеродистых мергелей К3053/2 и К3054/1, органическое вещество в составе которых преобразовано до градаций МК₁ и МК₂ соответственно, керогены и битумоиды обоих типов обогащены легкими изотопами углерода $\delta^{13}\text{C} = -28,7 \div -31,9 \text{‰}$, что соответствует преимущественно сапропелевому типу ОВ, т. к. согласно литературным данным, для последнего характерна облегченность изотопного состава, изменяющегося в интервале значений $\delta^{13}\text{C} = -27,5 \div -34,0 \text{‰}$ [30].

Образец мергеля углеродистого К3053/2 (градация МК₁¹, Д) обогащен легкими изотопами углерода: битумоид типа А или Бхл. 1 ($\delta^{13}\text{C} = -29,5 \text{‰}$), битумоид типа С или Бхл. 2 ($\delta^{13}\text{C} = -28,7 \text{‰}$) и кероген ($\delta^{13}\text{C} = -28,6 \text{‰}$). При этом битумоид типа С и кероген не отличаются между собой в пределах погрешности измерения (0,5 ‰). Они изотопно тяжелее битумоида типа А на 0,9‰, что может указывать на отсутствие привноса миграционных битумоидов, они автохтонные. Об этом также свидетельствует значение битумоидного коэффициента ($\beta_{\text{орг}} \text{ХБА}$), которое при содержании $C_{\text{орг}}$ в породе 7,27 %, составляет 10,84 %.

По изотопным данным, в образце углеродистого мергеля К3054/1 (градация МК₂, Ж) наблюдается следующая зависимость в исследованном ряду: самый изотопно легкий битумоид типа А или Бхл. 1 ($\delta^{13}\text{C} = -31,9 \text{‰}$), битумоид типа С или Бхл. 2 на 2,4 ‰ его тяжелее, кероген на 1,3 ‰ легче Бхл. 2 и на 1,1 ‰ тяжелее битумоида Бхл. 1. Различия в изотопном составе битумоидов и керогена не превышают 2 ‰, это позволяет предположить, что в этой пробе битумоиды преимущественно автохтонные, т. е. сингенетичные породе. Однако значение битумоидного коэффициента (β) при содержании $C_{\text{орг}} = 3,79 \%$ несколько завышенное и составляет 17,55 %, что свидетельствует о наличии параавтохтонного битумоида, т. е. битумоида сингенетичного в целом нефтегазоматеринской толще мойероканской свиты (S_{1mr}), но не сингенетичного настоящему образцу породы или миграционная часть синбитумоида, оторвавшаяся от исходного ОВ, но не покинувшая пределы нефтематеринской породы. Как правило, максимальное количество параавтохтонных битумоидов наблюдается, начиная с градации катагенеза МК₂. Обогащенность $C_{\text{орг}}$ граптолитовых сланцев в среднем течении долины р. Мойеро (от 1,72 до 7,27 %) достаточна для перераспределения битумоидов внутри толщи.

По изотопным данным керогена выделяется изотопно тяжелый сапропелевый образец К3044/5 с органическим веществом высокой степени катагенеза (АК₁₋₂, Т и ПА стадии углефикации). Кероген из этого образца обогащен тяжелыми изотопами углерода до значения $\delta^{13}\text{C} = -26,7 \text{‰}$, являющегося результатом катагенетического преобразования породы под действием интрузии.

Зависимость изотопного состава углерода в битумоидах типа С или Бхл. 2 образцов К3053/2 и К3054/1 в зависимости от содержания в них УВ, смол, асфальтенов, т. е. их группового состава показывает, что чем выше в пробе содержание алифатических структур (УВ), тем она более обогащена легкими изотопами углерода и, наоборот, с ростом содержания ароматических, насыщенных структур (смол и асфальтенов) проба обогащается тяжелыми изото-

пами. Битумоид из образца К3053/2 с самым высоким содержанием смол (61 %) и асфальтенов (31,2 %) и, соответственно, их суммы (92,2 %) и самым низким содержанием УВ (7,8 %) отличается более тяжелым изотопным составом ($\delta^{13}\text{C} = -28,7\%$) в сравнении с битумоидом из образца К3054/1 ($\delta^{13}\text{C} = -29,5\%$). В последнем содержание смол – 62,07 %, тогда как асфальтенов существенно ниже – 6,68 %, их сумма – 68,75 %; содержание УВ составляет 31,25 %. Таким образом, распределение изотопного состава битумоидов хорошо коррелируется с их групповым составом.

На основе уровня катагенеза исследуемых образцов была рассчитана палеоглубина, на которой находились изучаемые углеродистые мергели. Изучение отражательной способности хитинита, данные пиролиза и элементного состава керогена свидетельствуют о преобразованности ОВ, соответствующей градации МК_1^1 , что соответствует зоне прогрессивного развития процессов нефтеобразования [372] и палеотемпературам в 110–135 °С [4]. Проведенные расчеты показывают, что для достижения величины катагенетической преобразованности органического вещества (МК_1^1) силурийские породы должны были погрузиться на глубину около 2100 м в соответствии с максимальным палеоградиентом равным 5 °С/100 м [172]. Достигнуть такого уровня катагенеза ОВ могло в раннетриасовое время, в период максимального погружения бассейна. К этому времени для отложений нижнего кембрия восточного борта Тунгусской синеклизы были характерны градации от конца раннего (МК_1^2) до позднего мезокатагенеза (МК_3^1 – МК_3^2), увеличивающиеся по направлению к центральной части синеклизы.

Основные нефтегазоносные комплексы

В разрезе платформенного чехла, залегающего на архейско-нижнепротерозойском фундаменте, выделены семь литолого-стратиграфических перспективных нефтегазоносных комплексов (снизу вверх): рифейский, вендский, верхневендско-нижнекембрийский, кембрийский, ордовикско-лландоверийский, венлокско-среднедевонский и каменноугольно-пермский [86, 141, 349, 376].

Наибольший стратиграфический интервал нефтегазоносности (от рифея до силура) прогнозируется в центральных районах территории листа и постепенно убывает в южном и юго-восточном направлениях, где ордовикско-силурийские, девонские и верхнепалеозойские отложения находятся на глубинах, неблагоприятных для сохранности нефтяных залежей. Перспективы нефтегазоносности рассматриваемой территории оценены по совокупности фациально-литологических, палеотектонических и геохимических критериев.

Рифейский НГК. Рифейский нефтегазоносный комплекс широко распространен на Сибирской платформе, в т. ч. и в пределах Курейской синеклизы, где вскрыт единичными скважинами в ее южных районах. Внутриплатформенные рифейские бассейны благодаря накоплению черносланцевых толщ на различных этапах их развития характеризуются высоким генерационным потенциалом, реализация которого произошла в кембрийский период [239]. На территории листа Q-48 основной объем рифейских отложений локализован в восточной части Ангаро-Котуйского субмеридионального рифтогенного

прогиба, где мощность рифея достигает 4 км, но характеризуется резкими вариациями.

Восточная граница прогиба характеризуется сложной конфигурацией. Он выполнен толщей песчано-глинистых, терригенно-карбонатных и карбонатных пород. Терригенные и карбонатные толщи являются потенциальными горизонтами-коллекторами. Флюидоупоры представлены глинистыми и глинисто-карбонатными породами.

Разрезы рифея вскрываются за пределами территории листа в обнажениях в западных районах Анабаро-Оленёкской антеклизы (лист R-48), а также в скв. Хошонская 256 (в 100 км южнее рамки листа Q-48) в интервале 3805–3853 м. Потенциальные горизонты коллекторов представлены здесь песчаниками нижнего рифея. Севернее, на территории листа R-48, в этом комплексе наиболее перспективен пласт песчаников, залегающий в основании нефтегазопроизводившей усть-ильинской свиты, содержащей аргиллиты с высоким содержанием органического углерода.

Верхняя часть разрезов рифейского мегакомплекса представлена карбонатными породами, весьма благоприятными для формирования высокочемических порово-кавернозных коллекторов за счет длительного и глубокого предвендского перерыва в осадконакоплении, во время которого происходило гипергенное выщелачивание и перекристаллизация известняков и доломитов.

Глубины залегания поверхности рифея изменяются на территории листа в пределах 1–10 км, в целом увеличиваясь с востока на запад. Максимальны они в Туринской мегавпадине, минимальны – на Анабарском своде; на большей части территории составляют 4–8 км.

Восточное окончание рифтогенного прогиба, представленное на сейсмогеологическом разрезе, характеризуется резким выклиниванием рифейских отложений и контролируется серией глубинных наклонных разломов. В таких зонах могут формироваться ловушки комбинированного типа: массивные, сводовые, литологически, стратиграфически и тектонически экранированные [398].

Вендский НГК. Вендские отложения залегают на рифейских толщах с угловым или стратиграфическим несогласием. На основании прогноза распространения терригенных и терригенно-карбонатных отложений вендского нефтегазоносного комплекса на склонах Анабаро-Оленёкской антеклизы была выделена предполагаемая Прианабарская зона нефтегазоаккумуляции, связанная с региональным выклиниваем проницаемых частей терригенных вендских резервуаров непского и низов тирского горизонта [267]. Наиболее перспективными представляются гранулярные коллекторы в песчаниках старореченской свиты, мощность которых в Западном Прианабарье может достигать 10–15 м с тенденцией к увеличению на моноклинальном погружении западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы [51]. Благоприятными факторами перспективности этой зоны являются наличие экранов и коллекторов и оптимальная для нефтегазообразования степень катагенеза нефтематеринских пород старореченской свиты. Потенциальными нефтепроизводившими толщами для вендского резервуара могли выступать и подстилающие углеродистые породы рифея (усть-ильинская свита (RF₁ul)).

По сейсмическим данным, глубины залегания вендского НГК возрастают с северо-востока и востока на запад, достигая 8–10 км в Туринской мегавападине [320].

Мощность ванаварской свиты, с которой традиционно связывают основные перспективы нижневендского разреза, на восточном склоне Туринской мегавападины достигает, по сейсмическим данным, 400 м. Далее к востоку моделируется выклинивание этой свиты на расстоянии порядка 50 км. По аналогии с вендскими терригенными отложениями Непско-Ботуобинской антеклизы с относительно высокими коллекторскими свойствами (пористость – до 15 %, проницаемость – до 140 мД) можно предположить, что в зоне резкого сокращения мощности ванаварского комплекса создавались наиболее благоприятные условия для образования песчаниковых тел прибрежно-морского генезиса, вдольбереговых баров и разобщенных изолированных тел песчаников авандельтовой природы, являющихся потенциальными гранулярными коллекторами, которые представляют определенный интерес в отношении нефтегазоносности [68].

На территории Сюгджерской НГО к вендскому комплексу относятся терригенно-карбонатные отложения бюксской свиты (V_2bk) с открытой пористостью до 7,72 %, проницаемостью до 1,88 мД. В Катангской НГО выделяется оскобинская свита (V_2os), сложенная глинисто-сульфатно-карбонатными породами, открытая пористость которых достигает 1 %.

Верхневендско-нижнекембрийский НГК. Нефтегазоносный комплекс представлен карбонатными толщами верхов венда и самых низов кембрия: манькайская (V_2-C_1mn) и эмяксинская (C_1mn) свиты в Анабарской и Северо-Тунгусской НГО; успунская (V_2us), кудулахская (V_2kd), юряхская (V_2-C_1jur), билирская (C_1blr) и сыгдахская (C_1sg) свиты в составе Сюгджерской НГО; катангская (V_2kt), собинская (V_2sb), тэтэрская (V_2-C_1tt), билирская (C_1blr) и сыгдахская (C_1sg) свиты в составе Катангской НГО.

Площадь распространения верхневендско-нижнекембрийского НГК ограничена зонами развития коллекторов в карбонатных толщах. На основании анализа сейсмических материалов, согласно возрастанию временного интервала между отражающими горизонтами M_1 -Б прослеживается увеличение мощности вендско-нижнекембрийских отложений к центральной части Тунгусской синеклизы. По причине отсутствия данных бурения на территории листа верхневендско-нижнекембрийский нефтегазоносный комплекс охарактеризован по материалам глубоких скважин, пробуренных в прилегающих к листу районах.

Манькайская свита (V_2-C_1mn) трансгрессивно залегает на старореченской (V_2st) и сложена мергелями, известняками и доломитами глинистыми и водорослевыми, мощностью 185 м [227]. Благоприятными коллекторскими свойствами могут обладать пачки водорослевых или микрофитолитовых карбонатов.

Эмяксинская свита (C_1em) в наиболее полном стратиграфическом объеме, равном верхней половине томмотского – низам ботомского яруса (C_1tm-b), охарактеризована скв. Сохсолохская 706 [436]. Свита сложена известняками с прослоями доломитов и мергелей. Известняки водорослевые от светло- до темно-серых тонко-мелкокристаллические, участками доломитистые и гли-

нистые со стилолитами, местами трещиноватые. Доломиты светло-серые и серые микро-тонкокристаллические неяснослоистые. Мергели бурые плитчатые. Мощность свиты составляет 231 м. Открытая пористость пород эмяксинской свиты составляет от 1–2 до 3–4 %.

Зоны распространения ловушек в этом НГК в Анабарской и Северо-Тунгусской НГО приурочены к отмелям, банкам, органогенным постройкам и к другим участкам морского мелководья. Эти участки мелкого шельфа часто удалены от прибрежных зон. Прогноз таких территорий возможен по анализу толщин местных стратиграфических подразделений. Флюидоупором могут выступать глинисто-кремнисто-карбонатные породы куонамской свиты.

В составе верхневендско-нижнекембрийского НГК Сюгджерской (скв. Унга-Хахсыкская 2980) и Катангской НГО (скважины Хошонская 256 и Моровская 1) выделяются потенциальные горизонты коллекторов в разрезе основания успунской (V_{2us}), собинской (V_{2sb}) и тэтэрской (V_2-C_{1tt}) свит с открытой пористостью до 3,49 %, проницаемостью до 16,05 мД, флюидоупором для которых выступают сульфатно-глинисто-карбонатные отложения нижней подсвиты билирской свиты (C_{1blr}). Вторым потенциальным интервалом коллекторов выступают доломиты верхней подсвиты билирской свиты. Экраном для них служат глинисто-карбонатные толщи основания сыгдахской свиты (C_{1sg}). Третий проницаемый интервал связан с доломитами центральной части сыгдахской свиты, характеризующимися почти отсутствием глинистой примеси, пористость которых достигает 2,07 %, проницаемость до 11,26 мД. Флюидоупором для них выступают глинисто-карбонатные пачки верхов сыгдахской и низов эльганской (C_{1el}) свит.

Кембрийский НГК. В Анабарской и Северо-Тунгусской НГО в состав кембрийского НГК входит интервал разреза от куонамской (C_{1-2kn}) до онхой-юряхской (C_{3ojr}) свиты и санатской толщи (C_{3sn}). Соответственно, в Сюгджерской НГО – интервал разреза от эльганской (C_{1el}) до балыктахской (C_{3bl}) свиты, в Катангской НГО – интервал разреза от эльганской (C_{1el}) до устьмундуйской (C_{3um}) свиты.

В кембрийском НГК потенциально нефтегазоносными являются пачки органогенных археоциатово-водорослевых карбонатов. Зоны распространения неструктурных ловушек в этом НГК приурочены к барьерным органогенным постройкам и банкам, которые выделяются по анализу толщин местных стратиграфических подразделений.

В юго-восточной части сейсмического профиля-рассечки пос. Тура – скв. Чириндинская-271, приведенного на карте прогноза на нефть и газ, выражен массивный карбонатный объект (ПК 330–360), являющийся продолжением Западно-Якутского барьерного рифа субширотного простирания, после которого амплитудный отражающий горизонт H_1 , соответствующий кровле литвинцевской свиты, резко погружается на север. По результатам увязки с данными бурения скв. Чириндинская-271, он соответствует кровле углеродистых отложений куонамской свиты (отражающий горизонт H_k). Отложения куонамской свиты фациально замещаются массивными карбонатными постройками. На данном профиле в разрезе нижнего–среднего кембрия можно предположить два рифогенных объекта. Нижний, вероятно, образован в томмотско-ботомское время (отражающие горизонты Б-Н₄), кровля которого

совпадает с отражающим горизонтом H_4 , кровля булайской, олёкминской свит; чуть более крупный верхний – в тойонско-амгинско-раннемайское (отражающие горизонты H_4 - H_1), кровля по отражающему горизонту H_1 , куонамская, литвинцевская, метегерская и ичерская свиты. Максимальная мощность рифогенных образований, достигающая 1037 м, приурочена к крутому уступу в сторону предрифовой депрессии (скв. Танхайская 708 на прилегающей с востока площади). Через крутой уступ рифогенные образования переходят в некомпенсированный тип разреза предрифовой депрессии, мощность которого почти в 5 раз меньше, чем их соленосных возрастных аналогов, а именно 137 м (скв. Сохсолохская 706) против 667 м (скв. Унга-Хаксыкская 2980) (ПК 360–370) [361]. Глубина залегания кровли куонамской свиты увеличивается с северо-востока на юго-запад. В скв. Сохсолохская 706 она составляет –2023 м, а в скв. Чириндинская-271 4364 м. На территории листа Q-48, по данным сейсмического моделирования, она изменяется от порядка –1000 м в северо-восточном углу листа до –7500 м в Туринской мегавпадине [68]. Мощность отложений в указанных скважинах, напротив, уменьшается в западном направлении от 124 к 32 м.

Рифовые образования Западно-Якутского рифогенного барьера вскрываются скважинами Танхайская 708 и Айхальская 703 за восточной рамкой листа Q-48. Зона улучшенных коллекторов каверново-поровых доломитов установлена в кровельной части разреза, где значения открытой пористости изменяются от 4,28 до 21,65 %, эффективная пористость достигает 18,06 %, проницаемость – 87,75–176 мД. При испытании интервалов доломитов в скв. Айхальская 703 были получены притоки и свободные переливы сильногазированных пластовых вод плотностью 1,185–1,2 г/см³, газ – метан [361].

Отложения куонамской свиты и рифогенные образования перекрыты шельфовыми отложениями майско-позднекембрийского возраста, представленными карбонатно-глинистыми разностями, среднекембрийский интервал которых имеет клиноформную структуру.

Согласно результатам определения физических свойств, в зарифовой толще заполнения (скв. Чириндинская-271) присутствуют пористые и кавернозные разности пород со значениями открытой пористости до 6,97 %, общей – до 7,74 %. Здесь вскрыты пористые разности карбонатов с примазками метаморфобитума в порах и на стилолитизированных поверхностях напластования. Наблюдается уменьшение пористости пород снизу вверх по разрезу от эмэтокской (6,97 %) к умнготынской (Є₃umп) толще (0,10–1,35 %).

На сейсмогеологическом разрезе выявлены одиночные рифовые постройки (ПК 215–235 и 265–305) майско-среднекембрийского возраста (чукукский рифовый комплекс), контрастно выделяющиеся среди вмещающих глинисто-карбонатных пород толщи заполнения и не имеющие связи с барьерным рифом, однако также представляющие поисковый интерес в качестве ловушек для углеводородов [266].

Отложения чукукской свиты сложены пористо-кавернозными доломитами и известняками. Для характеристики коллекторских свойств пород были выполнены анализы открытой пористости и проницаемости по гелию, а также пустотности методом жидкостенасыщения с учетом внешних каверн и трещин в процентах на объем образца. Образцы известняков чукукской свиты,

отобранные в среднем течении р. Арга-Сала и ее притоке р. Салка, характеризуются благоприятными фильтрационно-емкостными свойствами: пористость изменяется от 3,91 до 14,33 %, пустотность – от 5,43 до 15,51 % соответственно, проницаемость – от 1,13 до 24,46 мД (табл. 10). Прямой корреляционной зависимости между пористостью и проницаемостью пород не отмечается (коэффициент корреляции $R^2 = 0,45$), что является петрофизическим признаком сложного (порово-кавернового) коллектора [146].

На изучаемой территории возможно формирование нефтяных и нефтегазо-конденсатных залежей в рифогенных объектах томмотско-амгинского возраста (отражающие горизонты Б-Н₁, ПК 330–350) и в перекрывающих куонамскую свиту среднекембрийских карбонатных постройках, например, чукукского комплекса. Широкое развитие черносланцевой куонамской свиты и клиноформное строение осадочных пород среднего кембрия, залегающих непосредственно на отложениях куонамской свиты, наличие рифогенного барьера, а также обособленных рифовых сооружений в совокупности являются благоприятными факторами, предопределяющими высокие перспективы нефтегазоносности ниже-среднекембрийских отложений, флюидоупорами для которых являются перекрывающие глинисто- и сульфатно-карбонатные отложения среднего–верхнего кембрия. Коллекторские свойства последних позволяют их надежно отнести к флюидоупорам. Онхойюряхская (Є_{30jr}) и мархинская (Є_{2-3mr}) свиты: открытая пористость изменяется преимущественно от 0,19 до 0,56 %, один образец характеризуется значением 6,87 %; проницаемость – 0–0,02 мД (табл. 10). Умнготынская толща ($\text{Є}_{3umп}$): открытая пористость – от 0,10 до 1,35 % и единично – 3,67 %, среднеарифметическое значение (36) = 0,5 %, общая пористость – от 1,07 до 6,53 % соответственно, среднее значение (34) = 1,61 %, проницаемость – от < 0,01 и 0,43 мД, среднее значение (16) = 0,05 мД.

Соленосный тип разреза, представленный отложениями внутреннего (закрытого) шельфа, имеет свои особенности состава и коллекторских свойств, отличные от рифовых образований окраины карбонатной платформы и отложений открытого бассейна. Данный тип разреза представлен в соседствующих Сюгджерской и Катангской НГО, наиболее полные и типовые разрезы в составе которых вскрыты скважинами Унга-Хахсыкская 2980 и Хошонская 256, Моровская 1 соответственно. На территории листа Q-48 он должен быть развит в южной трети листа.

В Сюгджерской НГО в состав кембрийского НГК входит интервал разреза от эльгянской (Є_{1el}) до балыктахской (Є_{3bl}) свит. Потенциальные горизонты коллекторов выделяются в средней части интервала толбачанской свиты (Є_{1tl}), где открытая пористость достигает 11,53 %, проницаемость – 7,52–67,58 мД; в составе чарской свиты ($\text{Є}_{1чr}$) со значениями открытой пористости до 2,88–3,51 %, проницаемости до 31,56–36,32 мД и в верхней половине разреза метегерской и ичерской свит ($\text{Є}_{1-2mt-ic}$), коллекторские свойства которой составляют: открытая пористость – от 4,89 до 10,77 %, проницаемость – от 2,83 до 40,48 мД. Флюидоупорами для пористых и проницаемых ниже-среднекембрийских отложений могут выступать породы вышележащих средне-верхнекембрийских мархинской (Є_{2-3mr}) и онхойюряхской (Є_{30jr}) свит.

Результаты определения объемной и минералогической плотности, пористости, проницаемости и пустотности опробованных палеозойских отложений листа Q-48

Общие и местные стратиграфические подразделения	Объем обр., см ³	Масса, г	Плотность		Пористость, %	Проницаемость, 10 ⁻¹⁵ м ²	Пустотность с учетом каверн и трещин, %
			объемная	минералогическая			
Кембрийская система (Є)	14,07–20,44 (18,39)	36,72–54,40 (47,63)	2,4–2,83 (2,59)	2,73–2,85 (2,77)	0,19–14,33 (5,53)	0–24,46 (7,97)	0,72–15,51 (6,43)
Мархинская свита (Є _{3mr})	14,07	39,83	2,83	2,85	0,56	0,0	0,82
Онхойюряхская свита (Є _{2-3ojr})	19,97–19,99 (19,98)	52,1–54,40 (53,53)	2,61–2,72 (2,68)	2,73–2,81 (2,76)	0,19–6,87 (2,43)	0–0,02 (0,02)	0,72–7,41 (2,95)
Чукукская свита (Є _{2-3ck})	14,93–20,44 (18,29)	36,72–51,6 (45,64)	2,4–2,58 (2,50)	2,73–2,84 (2,76)	3,91–14,33 (8,38)	1,13–24,46 (9,56)	5,43–15,51 (9,63)
Ордовикская система (O)	11,98–19,97 (17,41)	25,31–54,14 (44,82)	2,02–2,72 (2,56)	2,64–2,89 (2,76)	0,17–22,02 (6,54)	0–197,23 (17,08)	0,84–23,58 (7,19)
Олдондинская свита (Є _{3-Ool})	13,11	34,37	2,62	2,79	5,29	0,08	5,9
Ирбуклинская свита (Є _{3-Oir})	16,62–19,97 (19,05)	41,73–54,14 (49,98)	2,51–2,72 (2,62)	2,71–2,81 (2,74)	0,17–6,43 (3,95)	0–0,22 (0,08)	0,84–7,72 (4,68)
Сохсолохская свита (O _{sh})	11,98–19,94 (16,55)	31,47–49,68 (42,75)	2,49–2,66 (2,59)	2,73–2,82 (2,78)	4,02–8,48 (6,32)	0,01–0,12 (0,07)	4,89–8,62 (6,79)
Кочаканская свита (O _{1-2kc})	14,58–19,97 (17,27)	36,51–53,04 (44,77)	2,5–2,66 (2,58)	2,76–2,89 (2,82)	7,6–9,09 (8,34)	0,03–0,21 (0,12)	8,11–9,24 (8,67)
Мойеронская свита (O _{2mo})	12,54–16,21 (14,37)	25,31–43,41 (34,36)	2,02–2,68 (2,35)	2,64–2,74 (2,69)	1,75–22,02 (11,88)	0–197,23 (197,23)	2,32–23,58 (12,95)
Сытыканская свита (O _{2stk})	19,68	46,44	2,36	2,79	14,22	23,76	15,4

Общие и местные стратиграфические подразделения	Объем обр., см ³	Масса, г	Плотность		Пористость, %	Проницаемость, 10 ⁻¹⁵ м ²	Пустотность с учетом каверн и трещин, %
			объемная	минералогическая			
Джеромская свита (O ₃ dj)	19,37–19,9 (19,63)	52,19–52,92 (52,55)	2,66–2,69 (2,67)	2,72–2,74 (2,73)	0,55–2,77 (1,66)	0,03–0,25 (0,14)	1,09–3,09 (2,09)
Силурийская система (S)	11,09–20,21 (16,97)	11,09–55,34 (44,3)	2,24–2,78 (2,61)	2,7–2,84 (2,73)	0,24–16,72 (4,11)	0–23,84 (1,55)	0,74–17,35 (4,72)
Мойероканская свита (S ₁ ¹ mr)	13,03–19,92 (17,57)	34,56–55,34 (47,74)	2,65–2,78 (2,71)	2,7–2,8 (2,75)	0,24–1,79 (1,1)	0–0,11 (0,105)	0,74–2,37 (1,63)
Байтахская и башенная свиты (S ₁ ¹ bt-bs)	14,57–17,56 (15,76)	38,91–47,02 (42,09)	2,66–2,68 (2,67)	2,7–2,72 (2,71)	0,39–1,5 (0,86)	0–0,19 (0,19)	1,19–1,93 (1,47)
Хаастырская свита (S ₁ ¹ hs)	11,09–19,95 (15,52)	29,18–53,33 (41,25)	2,63–2,67 (2,65)	2,72	1,37–3,17 (2,27)	0,01–0,12 (0,065)	1,79–3,49 (2,64)
Хакомская свита (S ₁ ² hk)	13,23–20,21 (17,91)	34,05–53,68 (47,18)	2,57–2,68 (2,63)	2,7–2,74 (2,71)	0,52–4,73 (2,38)	0–0,47 (0,11)	0,91–5,43 (2,88)
Янгадинская свита (S ₂ ¹ jn)	11,68–19,9 (15,72)	26,13–50,59 (39,59)	2,24–2,6 (2,50)	2,7–2,84 (2,78)	4,91–14,6 (9,19)	0–23,84 (6,16)	5,58–17,05 (10,11)
Кольдинская свита (S ₂ ¹ -D ₁ kl)	19,57	44,26	2,26	2,74	16,72	0,4	17,35

Примечание. 14,58–19,97 (17,27) – минимальное, максимальное и среднее значения.

В Катангской НГО в состав кембрийского НГК входит интервал разреза от эльгянской (Є_{1el}) до устьмундуйской (Є_{3um}) свит. По близлежащим скважинам в Катангской НГО – Хошонская 256 и Моровская 1, первый перспективный интервал отнесен к булайской свите (Є_{1bl}), открытая пористость в отложениях которой достигает 3,58 %, проницаемость – 3,63 мД. Перспективы нефтегазоносности связаны с пачками доломитов ангарской (Є_{1an}) и нижней подсвиты литвинцевской свиты (Є_{1-2lt}). Открытая пористость в пачках доломитов составляет 5,29–10,62 %, проницаемость – до 16,67 мД. Перспективными на обнаружение залежей углеводородов являются песчаники холокитской свиты (Є_{3hl}), открытая пористость которых достигает 24,88 %, проницаемость – 136,19–398,63 мД. При условии наличия экранов и отсутствия в их разрезе интрузий с ними могут быть связаны высокие перспективы нефтегазоносности.

Таким образом, сочетание обширного очага нефтегазообразования и зон аккумуляции позволяет рассматривать кембрийские отложения как один из приоритетных объектов нефтепоисковых работ на исследуемой территории.

Ордовикско-лландоверийский НГК. Представлен глинисто-терригенно-карбонатными отложениями. В его составе выделяется потенциальный песчаный коллектор (от верхов найского до муктэйского горизонта) и среднеордовикско-лландоверийская мергельно-глинистая покрывка. В Анабарской НГО в состав нефтегазоносного комплекса входит интервал разреза от ирбуклинской ($\text{Є}_3\text{-O}_{1ir}$) до хаастырской (S_1^{hs}) свиты; в Северо-Тунгусской НГО – от чириндинской ($\text{Є}_3\text{-O}_{1cr}$) до агидыйской (S_1^{ag}) свиты; в Сюдджерской НГО – от олдондинской ($\text{Є}_3\text{-O}_{1ol}$) до непперендинской (S_1^{np}) свиты. В Катангской НГО – от бабкинской (O_{1bk}) до омнутахской (S_1^{om}) свиты.

Известняки олдондинской ($\text{Є}_3\text{-O}_{1ol}$) и ирбуклинской ($\text{Є}_3\text{-O}_{1ir}$) свит, обнажающиеся по рекам Асыя (левый приток р. Оленёк) и Мойеро соответственно, характеризуются следующими значениями коллекторских свойств – открытая пористость равна 0,17–6,43 %, пустотность – 0,84–7,72 % соответственно, проницаемость – до 0,22 мД (табл. 10).

Вышележащие песчаники кочаканской свиты (O_{1-2kc}) по аналогии с алевритово-песчаниковыми комплексами байкитской, гурагирской (на северо-западе Сибирской платформы), туринской (в центре) и кунтыкахинской свит (на северо-востоке), являются гранулярным коллектором в разрезе нижнего палеозоя исследуемой территории. Песчаники преимущественно кварцевые (количество кварца 85–90 %), с редкими зёрнами полевых шпатов, обломками кварцитов и вулканических пород (10–15 %), мелко-крупнозернистые (от 0,13 до 0,68 мм) с примесью псефитовых зёрен (до 1,08 мм). От мелкопсаммитовых зёрен к псефитовым возрастает степень окатанности, сортировка средняя. Пористость и проницаемость их связана с межзерновым пустотным пространством и определяется особенностями состава и постседиментационных изменений пород. Вторичные карбонатные минералы образуют цемент порового типа. Карбонатизация существенно сокращает, но не полностью ликвидирует межзерновое поровое пространство песчаников, тогда как выщелачивание карбонатного цемента способствует развитию вторичной пористости. В песчаниках с вторичным регенерационным кварцевым и карбонатным цемен-

тами открытая пористость равна 7,60–9,09 %, пустотность – 8,11–9,24 %, проницаемость – 0,03–0,21 мД.

В отложениях среднего ордовика долины р. Мойеро наилучшими коллекторскими свойствами характеризуются песчаники средне-мелкозернистые, мономиктовые, кварцевые с небольшим количеством карбонатно-слюдистого порового и контактового цемента (около 15 %), слагающие маломощный интервал в разрезе верхов мойеронской свиты (O_2mo). Их открытая пористость составляет 22,02 %, проницаемость – 197,23 мД (табл. 10). Открытая пористость органогенно-обломочных перекристаллизованных известняков мойеронской свиты характеризуется весьма низкими значениями, достигающими 1,75 %, пустотность – 2,32 %.

Для трилобитово-мшанково-криноидных и детритово-мшанковых перекристаллизованных известняков джеромской свиты (O_3dj) долины р. Мойеро открытая пористость составляет 0,55 и 2,77 %, пустотность – 1,09 и 3,09 %, проницаемость – 0,03 и 0,25 мД соответственно. Данные органогенные известняки образованы плотным скоплением фаунистических остатков, сцементированных микро-мелкокристаллическим кальцитом.

В Сюгджерской НГО в карбонатных отложениях нижнего ордовика (сохолохская свита (O_4sh)) в среднем течении р. Верх. Томба (правый приток р. Оленёк) значения открытой пористости составляют 4,02–8,48 %, а в образце доломита среднего ордовика (сытыканская свита (O_2stk)) открытая пористость равна 14,22 %, проницаемость – 23,76 мД (табл. 10). Нижнесилурийские отложения (байтахская и башенная свиты (S_1^{bt-bs})) на северо-востоке территории (Сюгджерская НГО) характеризуются низкими коллекторскими свойствами: открытая пористость – 0,68–1,50 %, проницаемость – 0,19 мД (табл. 10).

Региональная среднеордовикско-лландоверийская покрывка связана с зоной развития мергельно-пелитовых отложений, которые формировались в сублитерально-литеральных частях палеобассейнов. На р. Мойеро она сложена пелитово-известняково-мергельными отложениями (от джеромской до агидьской свит) с открытой пористостью 2–3 % и классифицируется как неоднородная многослойная глинисто-карбонатная. Мощность аргиллитовых пачек в составе покрывки долины р. Мойеро достигает 10–30 м [171].

Таким образом, зона, оптимальная для сохранности залежей углеводородов в песчаных коллекторах, связана с наиболее погруженными участками Северо-Тунгусской НГО и располагается в западной и юго-западной частях территории листа Q-48. Остальная часть территории листа характеризуется плохими условиями сохранности залежей, что связано с малыми глубинами залегания регионального коллектора (менее 500 м) или с его поверхностным залеганием (юго-западный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы, долина р. Мойеро).

Венлокско-среднедевонский НГК. Региональный венлокский коллектор представлен органогенными известняками, в т. ч. каркасными, и доломитами хакомской свиты (S_2^{hk}), вскрытыми в среднем течении р. Мойеро.

Характерные для комплекса колонии табулят и строматопор, слагающих биогермы и биостромы, сцементированы криноидно-биокластическим детритом, образующим жесткий карбонатный каркас. Мощность рифогенного комплекса в бассейне р. Мойеро составляет 70–120 м. Таким образом, для

венлокско-среднедевонского НГК характерны резервуары, связанные с органогенными постройками [230].

Среди карбонатных пород преобладают *сгустково-комковатые известняки*, характеризующиеся наличием межформенных пор и каверн выщелачивания карбонатного цемента, размером от 0,22 до 2,61 мм. В результате заполнения некоторых каверн вторичным кальцитом их средний размер уменьшен почти в два раза – от 2,61 до 1,41 мм. Помимо пор и каверн, в породах проявлены открытые, выдержанные по всей длине шлифа трещины (раскрытостью 0,17–0,51 мм), некоторые из которых на отдельных участках расширены за счет выщелачивания(?). В одном из образцов в межформенном пространстве между кристаллами и агрегатами кальцита отмечается темное (оxygenное) битуминозное вещество. Близким структурно-вещественным составом и морфологическими типами пустотного пространства характеризуются *оолитово-комковатые известняки*.

Количественные значения открытой пористости в известняках хакомской свиты достигают 4,73 %, пустотности – 5,43 % (табл. 10).

На р. Мойеро каркасные и чистые от глинистых примесей известняки составляют, как правило, верхнюю половину разреза свиты. Открытая пористость в этой части разреза равна 8–15 % (вариации от 2 до 28 %) [173]. Близкие значения пористости характерны для низов янгадинской свиты (S_1^2jn). Карбонатные породы хакомской свиты испытали широкий спектр различных постседиментационных преобразований: уплотнение, перекристаллизацию, кальцитизацию, доломитизацию, выщелачивание, окремнение, стилолитизацию и трещиноватость. Органогенные известняки на р. Мойеро, а также в скв. Чириндинская 2 (Северо-Тунгусская НГО) приурочены к верхней подсвите хакомской свиты [171, 178].

В Катангской НГО в скв. Усть-Илимпейская 251 (на сопредельной с юга площади) отложения венлокского отдела залегают на глубинах 611–553 м и несогласно перекрыты раннетриасовым трапповым комплексом.

Региональная верхнесилурийско-среднедевонская покрывка связана с зоной развития мергельно-пелитовых сульфатоносных комплексов верхнего силура – среднего девона.

Нижняя лудловская часть покрывки, как правило, является многослойной с пластами проницаемых органогенных и водорослевых известняков и доломитов, о чем свидетельствуют петрофизические свойства отложений янгадинской свиты (S_2^1jn): открытая пористость – от 4,91 до 14,60 %, проницаемость – до 0,4 мД, в одном из образцов – 23,48 мД (табл. 10). Верхняя, бо́льшая по мощности часть классифицируется как однородная, мергельно-глинистая, сульфатно-карбонатная. В бассейне р. Мойеро покрывка сложена мергелями и аргиллитами от янгадинской до сидинской свит с прослоями доломитов, пластами ангидритов и гипсов. Мощность сульфатоносных глинисто-мергельных пачек – до 20–35 м [171, 194]. В юго-восточной части листа Q-48, относящейся к Сюгджерской и Катангской НГО, ниже-среднедевонские отложения частично размывы или на незначительной площади представлены глинисто-карбонатными отложениями зубовской, курейской и сидинской свит ($D_{1-zb-sd}$), что снижает перспективы нефтегазоносности венлокско-среднедевонского комплекса.

Анализ литологических и тектонических условий данного НГК показал, что зона благоприятных (и даже наилучших) предпосылок нефтегазоносности связана с районами развития слабоуплотненных биостромно-биогермных карбонатов венлока, экранированных сравнительно мощной мергельно-глинистой соленосно-сульфатоносной покрывкой [103, 194]. Она охватывает восточный борт Курейской синеклизы – западную и юго-западную части территории листа Q-48, скрытый под трапповым комплексом (Северо-Тунгусская НГО). Несколько западнее и юго-западнее территории листа по направлению к центральной части Тунгусской синеклизы к ней примыкает зона уже удовлетворительных условий, в пределах которой рифогенные карбонаты венлока сильно уплотнены либо замещены сублиторальными глинисто-карбонатными отложениями (районы бурения Туринской опорной скважины).

Удовлетворительные и худшие литологические условия характеризуют районы приповерхностного (менее 0,5 км) и поверхностного залегания регионального венлокского коллектора. На территории листа это юго-западный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы (Анабарская НГО) и прибортовая зона Тунгусской синеклизы (Северо-Тунгусская НГО).

Каменноугольно-пермский НГК. Представлен неравномерным чередованием пачек песчаников, алевролитов, глинистых пород и пластов каменного угля. Мощность пачек песчаников достигает 50–120 м, а пористость – 25–30%. Толщина глинистых пластов (флюидоупоров) колеблется в пределах от 0,5 до 20 м [160]. В центральной части территории листа (часть Северо-Тунгусской НГО) каменноугольно-пермские отложения бесперспективны, т. к. выходят на дневную поверхность или значительно эродированы. В юго-западной части территории листа под трапповым комплексом они бесперспективны или малоперспективны из-за малой глубины залегания региональных коллекторов. Отрицательным фактором для перспективности верхнепалеозойских отложений является также высокая насыщенность разреза траппами.

Влияние траппового магматизма на нефтегазоносность

Существенное влияние на потенциальную нефтегазоносность оказали процессы траппового магматизма, включая внедрение как секущих, так и пластовых интрузий основного состава.

В отношении нефтегазоматеринских толщ магматизм вызвал дополнительный прогрев отложений посредством двух факторов.

1. Накопление мощной туфогенно-эффузивной толщи триаса, которая увеличила глубины погружения пород и воздействовавшие на них температуры.

2. Непосредственное термальное влияние внедрявшихся в осадочные толщи интрузий, которое вызвало либо сильный метаморфизм ОБ и истощение нефтегазоматеринского потенциала пород (доманикоиды куонамской свиты, граптолитовые сланцы – градации МК₃¹ и АК₂₋₃), либо ускорение созревания нефтяной органики и повышение главной фазы нефтеобразования (граптолитовые сланцы – от градации МК₁¹ до МК₁²-МК₂), что определялось мощностью, формой интрузий (пластовые или секущие тела), расстоянием от контакта и положением пород относительно кровли или подошвы пластового интрузивного тела.

Воздействие интрузивных тел на потенциальные породы-коллекторы венлокского отдела привело к мраморизации пород и ухудшению фильтрационно-емкостных свойств (открытая пористость – 1,79–2,36 %, пустотность – 2,37–3,08 %, проницаемость – 0,01–0,11 мД). Однако в связи с развитием трещин (раскрытостью 0,02–0,18 мм, участками расширенных до 1,43 мм) в контакто-измененных карбонатных породах при наличии экранирующих толщ возможно образование локальных резервуаров трещинного типа [105].

Установление И. С. Гольдбергом и В. Д. Козыревым в битумопроявлениях на р. Могды явления совместного нахождения битумов разных генераций, например, термально-метаморфического ряда (антраксолиты) и жидкой нефти позволило прийти к выводу о миграции углеводородов в посттрапповый этап [49]. Пути миграции битумов нередко являлись трещиноватые зоны на контакте интрузивных тел с вмещающими породами. Последнее является важным аспектом в отношении оценки перспектив нефтегазоносности Курейской синеклизы, т. к. позволяет допустить предположение о формировании ее залежей после траппового магматизма и то, что нефтяные залежи этой последующей генерации не должны были пострадать от непосредственного термального воздействия интрузий и последующей гидротермальной деятельности. О посттриасовой, посттрапповой миграции нефти, а стало быть, и о соответствующем этапе формирования (или переформирования) залежей можно судить по находкам нафтидов, в т. ч. и жидкой нефти, в самих трапповых интрузиях и в контактах с ними осадочных пород в зоне гипергенеза.

История формирования залежей углеводородов

В пределах Тунгусского осадочного бассейна и исследуемой территории в частности, основные скопления нефти потенциально должны быть связаны с отложениями венда, нижнего–среднего кембрия, ордовика и силура. Рифейские отложения могут быть в основном газоносны.

Наибольший стратиграфический интервал нефтегазоносности (от рифея до силура) прогнозируется на территории Северо-Тунгусской НГО. В Анабарской НГО перспективны отложения рифея, венда и кембрия, в Катангской и Сюгджерской НГО – венда и кембрия.

Рифейский комплекс характеризуется длительной историей нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Наиболее древняя эпоха нефтегазообразования происходила в позднем рифее в пределах Ангаро-Котуйского прогиба. Нижние горизонты здесь достигали главной зоны нефтеобразования (ГЗН). При наличии резервуаров в них формировались залежи углеводородов. В течение перерыва в осадконакоплении в предвендское время и перестройки структурного плана большая часть залежей была переформирована или разрушена. В вендско-ордовикском мезоцикле территория была вовлечена в прогибание, в результате которого верхние горизонты рифея вошли в ГЗН, а нижние достигли нижней зоны газообразования (НЗГ).

Котуйский очаг нефтегазообразования (ОНГО) расположен на северо-западном и западном склонах Анабаро-Оленёкской антеклизы и в северо-восточной части Курейской синеклизы. В пределах Анабаро-Оленёкской антеклизы нефтеобразование в низах рифея закончилось в позднем кембрии.

Нефтеобразование в северо-восточной части Курейской синеклизы продолжилось до окончания погружений (T_1). Газообразование также продолжалось до окончания погружений [9].

К концу триаса рифейские отложения максимально реализовали нефтегазоматеринский потенциал, войдя в нижнюю зону интенсивного газообразования, и большей частью опустились ниже нее в Туринской мегавпадине (Ангари-Котуйском прогибе) [9].

Отложения *вендского комплекса* в течение всего кембрия находились в условиях погружения. Начало функционирования вендского ОНГО – начало позднего кембрия. Для газообразных углеводородов конец действия ОНГО – начало триаса. Интенсивность процессов нефтегазообразования увеличилась от силура до позднего палеозоя. В результате триасового прогибания в пределах Туринской мегавпадины породы вошли в НЗГ.

Первый этап нефтегазообразования в отложениях *куонамской свиты* имел место в ордовике, когда доманикоиды находились в зоне начала и прогрессивного развития процессов нефтеобразования (ЗНППН), интенсивность которых усилилась в течение силура – позднего палеозоя. Отложения свиты находились в ГЗН на границе перми и триаса, т. е. этап главной фазы нефтеобразования (MK_1^1 - MK_2 , начало MK_3^1) для ОВ куонамской свиты – силур–пермь.

Этап развития исследуемой территории, связанный с раннетриасовым трапповым магматизмом, соответствует эпохе максимального погружения. К этому времени для отложений нижнего кембрия были характерны градации от MK_1^2 до MK_3^1 - MK_3^2 и выше, увеличивающиеся по направлению от Прианбарской зоны к Тунгусской синеклизе. Максимальное погружение территории синеклизы способствовало вовлечению в нефтеобразование больших масс ниже- и среднепалеозойских пород, так что процессы нефтегазообразования и аккумуляции в отложениях *ордовика и силура* значительно усилились.

В конце перми палеоглубина пород подошвы *силура* достигала около 1100 м. В соответствии с максимальным палеоградиентом, равным $5^\circ/100$ м, палеотемпературы на этом уровне составляли около 55°C , что соответствует градации PK_3 и верхней зоне газообразования. В период максимального погружения территории Тунгусской синеклизы (T_1) силурийские отложения достигли глубины 2100 м, температуры в них составляли 105 – 110°C , что соответствует градации MK_1^1 и ЗНППН. Раннесилурийский ОНГО действовал в перми и триасе.

С одной стороны, процессы траппового магматизма разрушили часть сформировавшихся залежей, с другой – интенсифицировали нефтеобразование, увеличив палеоглубину средне-верхнепалеозойских пород, соответствующую ГЗН.

Послетриасовая история развития связана с длительным воздыманием территории и выведением отложений в зону гипергенеза, что привело к образованию всей гаммы битумов, рассеиванию УВ из древних и формированию более молодых залежей. Севернее р. Ниж. Тунгуска в разрезе кембрия отсутствуют эвапоритовые экраны, что способствовало межрезервуарной миграции УВ [100, 103].

Оценка ресурсов углеводородов

Поскольку в пределах территории листа Q-48 промышленная нефтегазоносность выделенных литолого-стратиграфических комплексов (нефтегазоносных комплексов) еще не доказана, ресурсы углеводородного сырья (нефти и газа) относятся к категории прогнозируемых D_2 [97, 388, 389]. В вертикальном разрезе одной структуры входящие в нее ловушки оцениваются в соответствии с категорией прогнозируемых ресурсов, установленных для соответствующих нефтегазоносных комплексов, в пределах которых они выделены. Так как подготовленных к глубокому бурению ловушек на территории Q-48 нет, локализованные ресурсы рассматриваются только в структурах, предполагаемых по данным геологических и геофизических исследований, которые, таким образом, относятся к группе ресурсов $D_{2л}$.

К группе ресурсов $D_{2л}$ относят прогнозируемые локализованные ресурсы подготовленных и выявленных (по результатам поисковых геологических и геофизических исследований) ловушек, находящихся в пределах районов, в которых перспективы нефтегазоносности прогнозируются на основе данных геологических, геофизических и геохимических исследований [388, 389]. Такими ловушками являются расположенные на территории листа 11 локальных поднятий, выявленных и намеченных по результатам сейсморазведочных работ: Тардэхское (1), Верневиллойканское (2), Догнейское (3), Верхне-Виллойское (4), Супереченское (5), Верхневиллойское 1 (6), Верхневиллойское 2 (7), Хооркинское (8), Полушкинское (9), Канандинское (10) и Верхнемункамбинское (11) поднятия.

Для ловушек, находящихся в пределах низко изученных районов с неустановленной промышленной нефтегазоносностью (оценка по категории $D_{2л}$), применяется способ расчета по принятым при количественной оценке удельным плотностям ресурсов. Суть метода заключается в определении плотности ресурсов в пределах НГО, т. е. количества ресурсов, приходящихся на единицу площади и последующего произведения плотности на площадь объекта, ресурсы которого рассчитываются.

Первым этапом для подсчета ресурсов методом средних удельных плотностей на единицу перспективной площади являлось уточнение плотностей начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов (НСР УВ) в тыс. т/км² условных углеводородов (УУВ) в пределах территорий нефтегазоносных областей (НГО) на основе материалов количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Сибирской платформы [425]. С этой целью также использовались опубликованные и фондовые материалы, содержащие информацию по прогнозируемым на основе сейсморазведочных данных Ейкинской и Прианабарской зонам нефтегазонакопления [267, 340, 398], а также выявленном Западно-Якутском рифогенном барьере [266, 340].

С помощью величин плотности НСР УВ выполнялся расчет геологических суммарных ресурсов УВ (включающих нефть, природный газ и конденсат) выявленных локальных объектов по категории $D_{2л}$ (млн т УУВ) посредством умножения средней плотности на анализируемом участке на площадь локального объекта, ресурсы которого рассчитываются.

В целом в пределах рассматриваемой территории в региональном плане картируется погружение отражающих горизонтов в юго-западном направлении к центру Тунгусской синеклизы. Максимальное погружение отражающих горизонтов составляет -9000 м (Туринская мегавпадина), самая высокая отметка -0 м (свод Анабаро-Оленёкской антеклизы). На фоне регионального моноклинального погружения отражающего горизонта Б (граница венда и нижнего кембрия, кровля даниловского горизонта) выделяются осложняющие структуры, локальные поднятия.

Тардэхское поднятие (1) имеет площадь 198 км². Антиклинальный перегиб впервые выделен по отражающему горизонту M_2 с размером в сечении профиля, равном 34 км [465]. Структура выделяется по отражающим горизонтам M_2 (кровля тирского горизонта), Б (кровля даниловского горизонта), H_1 (кровля нижнекембрийских отложений, литвинцевская, метежерская свиты) и О (подшва ордовикских отложений), вытянута в юго-восточном направлении, оконтурена по отражающему горизонту M_2 изогипсой -5400 м, имеет размеры 30×8 км и амплитуду 100 м [468]. Локальное увеличение мощности между отражающими горизонтами R и M на северном крыле Тардэхского поднятия позволяет предположить здесь рифовые постройки. По отражающему горизонту Б поднятие оконтурено изогипсой -3450 м и имеет амплитуду ~ 100 м. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы составляют $1,5$ млн т УУВ.

Верхневиллюйканское поднятие (2) составляет площадь $209,1$ км². Осложняющая структура отчетливо картируется на структурной карте по отражающему горизонту Б и ориентировано в субширотном направлении. Поднятие оконтурено по кровле венда изогипсой -2850 м с амплитудой $50-100$ м. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы равны $1,6$ млн т УУВ.

Догнейское поднятие (3) имеет площадь $213,2$ км². Из-за сложной морфологии структуры ее амплитуда, согласно глубинам отражающих горизонтов M_2 и H_1 , отмеченных на профилях, следующих вдоль линии простирания структуры, изменяется от 100 до ~ 200 м. Поднятие выражено по отражающим горизонтам M_2 , H_1 , Б и оконтурено по кровле венда (горизонт Б) изогипсой -3450 м. Амплитуда поднятия равна 100 м. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы равны $0,9$ млн т УУВ.

Верхне-Виллюйское поднятие (4) составляет площадь $149,5$ км². Поднятие выражено по отражающим горизонтам M_2 (кровля тирского горизонта), Б (кровля венда) и H_1 (вблизи кровли соленосного кембрия, литвинцевская, метежерская свиты). На структурной основе к карте прогноза на нефть и газ поднятие оконтурено по кровле венда (горизонт Б) изогипсой -5150 м. Его амплитуда по всем отражающим горизонтам примерно равна и составляет ~ 50 м. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы по категории $D_{2л}$ составляют $3,7$ млн т УУВ.

Супереченское поднятие (5) имеет площадь $175,1$ км². Поднятие выражено по отражающим горизонтам M_2 (кровля тирского горизонта), Б (кровля венда) и H_1 (вблизи кровли соленосного кембрия, литвинцевская, метежерская свиты) [468]. На структурной основе к карте прогноза на нефть и газ поднятие оконтурено по кровле венда (горизонт Б) изогипсой -5050 м. Его амплитуда составляет ~ 50 м. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы по категории $D_{2л}$ составляют 7 млн т УУВ.

Верхневиллойское поднятие 1 (6) составляет площадь 93,8 км². На структурной основе к карте прогноза на нефть и газ поднятие оконтурено по кровле венда изогипсой –4400 м. Амплитуда поднятия составляет 50 м. Поднятие соединяется седловиной со смежной структурой.

Верхневиллойское поднятие 2 (7) имеет площадь 253,2 км². Поднятие оконтурено по отражающему горизонту Б также изогипсой –4400 м. Амплитуда поднятия равна 50 м. Прогнозные локализованные ресурсы – 3,8 и 8,9 млн т УУВ соответственно.

Расчеты показали, что наибольшей величиной прогнозных локализованных ресурсов по категории D_{2л} 16,3 и 19,7 млн т УУВ обладают поднятия площадью 408 и 493 км², расположенные в пределах Ейкинской ЗНГН (в структурном отношении приуроченной к Ейкинскому выступу), НСР УВ которой также в числе из самых высоких и оцениваются в 30–50 тыс. т/км² УУВ. Ейкинский выступ осложняет юго-восточный борт Курейской синеклизы со стороны Непско-Ботуобинской антеклизы в районе правобережья верхнего течения р. Ниж. Тунгуска (южная часть листа Q-48). На западе он оконтуривается изогипсой кровли даниловского горизонта –5000 м. На востоке эта поверхность воздымается до абсолютных отметок –4800–4700 м. Выступ осложнен тремя намеченными локальными поднятиями: Хооркинским (8), Полушкинским (9) и Канандинским (10).

Хооркинское локальное поднятие (8) имеет площадь 69,2 км². Поднятие оконтурено по кровле венда изогипсой –4950 м, его амплитуда составляет 50 м. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы по категории D_{2л} составляют 2,8 млн т УУВ.

Полушкинское поднятие (9) имеет площадь 493 км². Согласно карте прогноза на нефть и газ, поднятие оконтурено по кровле венда изогипсой –4850 м, его амплитуда равна 100 м. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы по категории D_{2л} составляют 19,7 млн т УУВ.

Канандинское поднятие (10) представляет собой положительную локальную структуру в виде купола площадью в пределах листа Q-48 – 408 км² (общая площадь 544,7 км²). В соответствии с картой прогноза на нефть и газ поднятие оконтурено по кровле венда изогипсой –4750 м и имеет амплитуду 100 м. Поднятие характеризуется низкой плотностью сети сейсмических профилей ≤ 0,5 км/км² [345]. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы по категории D_{2л} составляют 16,3 млн т УУВ.

Верхнемункамбинское поднятие (11) является положительной локальной куполовидной структурой площадью в пределах листа Q-48 – 25,2 км² (общая площадь 443 км²). Поднятие оконтурено по кровле венда изогипсой –4150 м и имеет амплитуду ~ 100 м [409]. Суммарные прогнозные локализованные ресурсы по категории D_{2л} составляют 0,4 млн т УУВ.

В связи со значительной глубиной заложения отложений, отнесенных к рифейскому, вндскому и кембрийскому НГК, в них могут быть обнаружены только залежи газа, тогда как перспективы нефтегазоносности поднятий могут связываться с ордовикско-лландоверийским и венлокско-девонским НГК.

На основе данных НСР нефти, газа и конденсата по выделенным в пределах территории листа НГО [425] был выполнен расчет процентных отношений ресурсов по каждому виду сырья от суммы всех углеводородов (млн т УУВ).

Определение начальных суммарных геологических ресурсов отдельно по нефти (млн т), растворенному и свободному газу (млрд м³) и конденсату (млн т) от суммарной величины ресурсов выполнялось путем умножения полученных процентных отношений по каждому виду сырья в пределах НГО на величину суммарных геологических ресурсов в пределах каждой из нефтегазоносных областей. Так как тонны и кубические метры вещества соотносятся через третью величину – плотность (ρ), то перевод массы кубических метров в тонны (для природного газа) был выполнен на основании усредненной плотности природного газа, равной 0,75 кг/м³. В пределах Анабарской НГО сосредоточено 228,9 млн т нефти и 71,4 млрд м³ свободного газа. В резервуарах Северо-Тунгусской НГО содержится 812,4 млн т нефти и 984,7 млрд м³ свободного газа. В Сюдджерской и Катангской НГО ресурсы составляют 107,3 млн т нефти, 76,6 млрд м³ свободного газа и 15,3 млн т нефти, 14,6 млрд м³ свободного газа соответственно. Необходимо отметить преобладание ресурсов природного газа над нефтью в Северо-Тунгусской НГО. Это обусловлено тем, что основные нефтепроизводящие толщи в ее пределах вышли за границы главной зоны нефтеобразования.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа базируются на отрывочных данных о подземных водах, полученных в ходе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [28, 279 и др.], а также материалах, накопленных в результате разного рода геологических и гидрогеологических исследований и приведенных в монографиях «Гидрогеология СССР», тома XVIII; XX [44, 45], в работах Е. А. Баскова [15] и других исследователей, на обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах и др.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием [370] территория рассматриваемого листа расположена в пределах Тунгусского мерзлотного гидрогеологического бассейна второго порядка, входящего в Сибирский сложный мерзлотный гидрогеологический бассейн (I). Однако в соответствии с имеющимся тектоническим районированием, в пределы листа входят фрагменты Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы, в связи с чем требуется уточнение гидрогеологического районирования. А именно: наряду с выделением здесь Тунгусского мерзлотного гидрогеологического бассейна (I₁) следует выделить фрагмент Оленёкского мерзлотного гидрогеологического бассейна (I₂) в пределах вышеназванной антеклизы.

Гидрогеологические условия региона определяются, как известно, геологическим строением территории, ее климатическими, орографическими и геокриологическими условиями. Климат здесь резко континентальный со сравнительно небольшим количеством атмосферных осадков (до 600 мм в год). Летом и осенью выпадает до 200 мм осадков. Средняя температура января -28°C , июля $+12^{\circ}\text{C}$ с амплитудой колебания температуры воздуха в течение года до 80° . Зимний период длится около 8 месяцев. Снежный покров появляется в сентябре, тает в апреле–мае.

Территория листа находится в пределах Среднесибирского плоскогорья. Рельеф его поверхности в основном платообразный с абсолютными отметками до 500–700 м и более. Плоскогорье довольно сильно расчленено. V-образные долины врезаны на глубину 150–300 м.

Большая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток. В зимнюю межень речной сток значительно уменьшается. Многие реки и ручьи промерзают зимой, часто встречаются русловые наледи.

Рассматриваемая территория находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Глубина распространения отрицательных температур пород достигает 300 м и более. Под руслами крупных рек

(Ниж. Тунгуска, Виллой, Оленёк, Котуй и др.) выявлены подрусловые надмерзлотные талики. Они также выявляются под крупными озерами.

Верхняя часть разреза гидрогеологических структур территории листа представляет собой криогенный водоупор. Мощность его соответствует мощности мерзлой зоны и достигает 300 м и более. Подземные воды в нем связаны с оттаивающим в летнее время сезонно-талым слоем мощностью до 2 м (редко более) и подрусловыми и подозерными таликами. Ниже мерзлой зоны в водоносных комплексах распространены подмерзлотные воды.

В гидрогеологическом разрезе территории выделяется два гидрогеологических этажа, отличающихся условиями формирования подземных вод. Подземные воды верхнего этажа формируются за счет вод современного климатического цикла и имеют атмосферное питание. Нижняя граница этажа проводится по подошве мерзлой зоны. К верхнему гидрогеологическому этажу здесь можно отнести сезонно-талый слой и участки подрусловых и подозерных таликов. В нижнем этаже содержатся подмерзлотные седиментогенные и древнеинфильтрационные соленые воды и рассолы.

Для данной территории выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. Распространение основных гидрогеологических подразделений показано на гидрогеологической схеме. Как видно, на поверхность выходят криогенные водоупорные горизонты: эоценовый (P_2), нижнетриасовый вулканогенный (vT_1), нижнетриасовый (T_1), среднекаменноугольно-пермский (C_2-P), девонский (D), ордовикско-силурийский ($O-S$), кембрийский (C) и криогенные водоупорные зоны трещиноватости интрузивных пород разного возраста и состава. Их перекрывает четвертичный водоносный комплекс, часто криогенный. На схеме показан лишь четвертичный аллювиальный водоносный горизонт. В молодых и современных образованиях развиты надмерзлотные подземные воды, связанные с сезонно-талым слоем либо с подрусловыми таликами. На водоразделах этот комплекс после оттаивания часто сдренирован.

Ниже приведем характеристику основных гидрогеологических подразделений.

Четвертичный криогенный водоупорный горизонт (на схеме не показан). Породы четвертичного возраста имеют практически повсеместное распространение и отсутствуют лишь на участках скальных обнажений. Они представлены в основном ледниковыми, элювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями, сложенными суглинками, супесями и песками, реже щебнем и более грубозернистым материалом общей мощностью до первых десятков метров и более.

Породы проморожены и образуют водоупорный горизонт. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает. Этот сезонно-талый слой водоносен. Грунтовые пластово-поровые воды элювиально-делювиальных отложений питаются в основном тальми и дождевыми водами. Разгрузка происходит обычно в основании склонов долин и седловин в виде многочисленных мочажин и источников со средним дебитом 0,2–0,5 л/с, редко более. Один из источников (№ 4) выявлен на левом берегу р. Майгунгда в 7,6 км выше устья р. Кочоктукон. Дебит источника порядка 0,5 л/с. Вода прозрачная без цвета и запаха, сульфатная натриевая с минерализацией 0,14 г/дм³ [19]. В долинах рек и на водоразделах выходы подземных вод образуют заболоченные участки.

К концу декабря или в январе водоносные горизонты полностью промерзают. Минерализация этих вод составляет 0,02–0,3 г/дм³, состав гидрокарбонатный кальциевый, натриевый либо магниевый-кальциевый. На водоразделах водопроницаемые породы к концу лета полностью оттаивают и постепенно дренируются. Кроме того, часто воды встречаются в виде жил и линз подземных льдов.

Четвертичный аллювиальный водоносный горизонт (aQ). Приурочен к долинам крупных рек – Котуй, Виллой, Оленёк, Ниж. Тунгуска и других, где слагает поймы и террасы. Представлен валунниками, галечниками, гравийниками, песками и алевритами мощностью до 15 м. Подземные воды распространены в подрусловых таликах. Воды порово-пластовые, пресные, прозрачные. Источники их нисходящие, разгружаются в придонных частях долин и озерных впадин. Дебиты не превышают 2 л/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые [447].

Палеогеновый криогенный водоупорный горизонт ограниченно распространён на северо-западе листа. Представлен горизонтом алевритов и глин с линзами песков. Общая мощность горизонта достигает 40–50 м. Толща полностью проморожена.

Нижнетриасовый вулканогенный криогенный водоупорный горизонт распространён на юго-западе листа в пределах Тунгусского бассейна. Суммарная мощность триасовых эффузивных образований на территории листа достигает 650 м. Они представлены покровами базальтов (в т. ч. шаровыми лавами) с линзами туфов и ксенотуфов, а также редкими маломощными прослоями туффитов. Мощность криоводоупора составляет первые сотни метров, достигая 400–600 м. Ниже распространён *триасовый вулканогенный водоносный комплекс*, содержащий трещинно-пластовые, внутриластовые, межластовые и трещинно-жильные подмерзлотные воды. Водоносность комплекса может быть связана главным образом с пластами трещиноватых миндалекаменных базальтов. Подземные воды комплекса в пределах листа не изучены.

Нижнетриасовый криогенный водоупорный горизонт развит в центральной и юго-восточной частях листа. Породы горизонта представлены вулканокластическими и вулканогенно-осадочными образованиями бугариктинской, учамской и тутончанской свит – разнообломочными туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, маломощными потоками базальтов в нижней части разреза. Суммарная мощность толщи составляет 200–460 м. Верхняя часть разреза толщи (до 200 м) проморожена и образует криоводоупор. Водоносность его отмечается в пределах сезонно-талого слоя, где выявляются источники с дебитами, не превышающими 1 л/с. Минерализация этих вод не превышает 150 мг/дм³, состав их сульфатно-гидрокарбонатный.

Ниже распространены подмерзлотные подземные воды трещинно-, порово-пластового и трещинно-жильного типов, распространенные в *нижнетриасовом водоносном комплексе*. Вероятно, их разгрузка в реки повышает минерализацию вод до 0,4 г/дм³ и меняет состав на сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый (водопункт № 6) [279]. Один из выходов подземных вод в поле развития осадочно-вулканогенных пород находится на правом склоне долины р. Ниж. Виллойкан (источник № 3). Здесь по трещине в туфогенных породах корвунчанской серии вытекает вода с дебитом порядка

0,1 л/с. Ее минерализация составляет 3,6 г/дм³, химический состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый [119].

Среднекаменноугольно-пермский криогенный водоупорный горизонт представлен терригенной угленосной толщей мощностью до 450 м. Горизонт выходит на дочетвертичную поверхность в виде полосы, пересекающей центральную часть территории листа Q-48 в юго-восточном направлении. Мощность криогенного водоупора порядка 150–300 м. Нижняя часть толщи представляет собой *среднекаменноугольно-пермский водоносный комплекс*, который содержит пресные и слабосоленые гидрокарбонатные кальциевые (реже натриевые) воды. С увеличением глубины они становятся солеными гидрокарбонатно-хлоридными и хлоридными натриевыми. Один из источников подземных вод данного комплекса отмечен на левом берегу р. Ниж. Вилюйкан (источник № 2). Он связан с выходом подземных вод из отложений ботубинской свиты. Дебит источника порядка 0,1 л/с. Вода гидрокарбонатная натриево-магниевая с минерализацией 4,8 г/дм³ [119]

На остальной территории своего распространения рассматриваемый водоносный горизонт перекрыт вулканогенными породами триаса и залегает на глубинах до 1000 м и более. По сведениям с сопредельных территорий на значительных глубинах в данном комплексе распространены азотно-метановые рассолы хлоридного натриево-кальциевого и кальциево-натриевого состава [15].

Девонский криогенный водоупорный горизонт выходит на дочетвертичную поверхность в северной части листа, обрамляя выходы выше охарактеризованных гидрогеологических подразделений перми и карбона. Южнее горизонт погружается под названный и более молодые горизонты. Представлен девонский криоводоупор промороженной толщей мергелей, известняков, доломитов, аргиллитов, алевролитов с прослоями ангидритов, гипсов мощностью до 200 м. При погружении под более молодые гидрогеологические подразделения данная толща представляет собой *девонский водоносный комплекс*, содержащий как водоупорные, так и водоносные горизонты с подмерзлотными водами. Данная толща включает местами пачки с трещинно-карстовыми подземными водами. Изученность подмерзлотных вод отсутствует. Судя по составу водовмещающих пород, это могут быть сильно метаморфизованные рассолы с минерализацией более 100 г/дм³ хлоридного натриево-кальциевого состава.

Ордовикско-силурийский криогенный водоупорный горизонт широко распространен в северной части листа, в основном в Оленёкском мерзлотном гидрогеологическом бассейне. Породы представлены известняками, доломитами, мергелями, аргиллитами, алевролитами. Мощность горизонта достигает 300 м. Вероятно, горизонт полностью проморожен. При погружении данной толщи под более молодые гидрогеологические подразделения она характеризуется как *ордовикско-силурийский водоносный комплекс*, содержащий подмерзлотные подземные воды. Данные по подмерзлотным водам практически отсутствуют. Можно полагать в нем широкое распространение хлоркальциевых рассолов [15].

Водоносный комплекс характеризуется одним выходом подземных вод (источник № 1), расположенным у восточной рамки листа. Вода выходит из

карбонатных пород нижнего силура. Источник восходящий. Дебит его порядка 2,8 л/с. Вода пресная. Зимой у устья родникового ручья в реке образуется мощная наледь длиной около 200 м [66]. Вероятно, наледь образуется за счет подмерзлотных жильных подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса.

Кембрийский криогенный водоупорный горизонт мощностью порядка 200–400 м распространен на северо-востоке территории листа в Оленёкском бассейне. Горизонт сложен преимущественно карбонатными отложениями. Ниже распространен *кембрийский водоносный комплекс* общей мощностью до 800 м. Водоносность его здесь не изучена. Подмерзлотные воды, вероятно, рассольные с минерализацией до 140 г/дм³ и более [44]. На территории листа они не вскрыты, но на сопредельной с востока территории в карбонатных породах нижнего кембрия под замороженной толщей пород на глубинах более 1000 м были вскрыты несколько горизонтов сильноминерализованных вод (Мархинская структурно-поисковая скважина № 2), представляющих собой хлоркальциевые рассолы с минерализацией порядка 400 г/дм³ [447].

Криогенная зона трещиноватости интрузивных пород развита практически по всей территории листа и содержит воду в твердой фазе. Мощность этой зоны составляет первые сотни метров. Ниже развиты подмерзлотные регионально-трещинные и трещинно-жильные воды *водоносных зон трещиноватости разновозрастных интрузивных пород*. Водовмещающими являются породы трапповых интрузий (долериты, габбродолериты и т. п.). Их водоносность на территории листа не изучена.

Приведенные выше сведения показывают весьма слабую изученность подземных вод рассматриваемой территории. Вместе с тем видно большое разнообразие этих вод как по минерализации, так и по химическому, газовому составу и температуре. Для уточнения особенностей распространения и условий формирования разных типов вод рассматриваемой территории требуются дополнительные специальные исследования.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальные эколого-геологические исследования на площади листа проводились весьма ограниченно и сводились к эколого-геохимической оценке территории в рамках работ по созданию предварительной геохимической основы листа [363]. Некоторые сведения приведены в материалах по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 [28, 447 и др.]. Основные сведения об эколого-геологической обстановке получены при обобщении данных различных геологических, геоморфологических карт и Карты экзогенных геологических процессов России масштаба 1 : 2 500 000, ред. А. И. Шеко [96].

Особенности эколого-геологических условий листа Q-48 определяются его расположением в Средней Сибири, в пределах горной области Среднесибирского плоскогорья. Климат здесь субарктический. Погода крайне изменчива, летом температура достигает +30 °С и выше, в то же время заморозки возможны круглый год. Зима суровая и долгая, температура нередко опускается ниже –50 °С. В июле средняя температура – около +12 °С. Среднегодовая температура составляет –13 °С. Продолжительность зимы – до 250 дней. Осадков выпадает мало – менее 400 мм в год.

Важным природным фактором, влияющим на эколого-геологические условия территории, является повсеместное распространение в пределах территории листа сплошной многолетней мерзлоты мощностью в несколько сотен метров. Сезонное промерзание и протаивание пород оказывают значительное влияние на их состояние и проявление различных экзогенных геологических процессов (ЭГП): солифлюкция, образование оседаний, обвалов, осыпей, криогенное растрескивание, термокарст. Глубина сезонного промерзания–протаивания составляет 0,5–1,5 м, редко более.

Рельеф на рассматриваемой территории преимущественно плоскогорный с широкими водоразделами, расчлененный глубокими узкими врезками речных долин. Профиль долин не выработан, русла изобилуют уступами и водопадами. Плоские водоразделы, сложенные скальными породами, в условиях сурового климата с отрицательными среднемесячными температурами воздуха и развитием многолетней мерзлоты обеспечивают слабую денудацию пород. Элювиально-делювиальные образования развиты на водораздельных пространствах. На склонах водоразделов развит рельеф эрозионно-аккумулятивного типа.

Особенности эколого-геологических условий территории отражены на схеме. Здесь выделяются морфоструктурные области денудационного, транзитного и аккумулятивного типов.

Денудационный тип. Морфоструктурные области данного типа занимают практически всю территории листа – Центральная часть Среднесибирского плоскогорья. Большая часть северной половины листа (Среднеоленёкское и Вилюйское плато) характеризуется распространением широких платообразных поверхностей с пологими и крутыми склонами на пологозалегающих вулканогенно-осадочных и интрузивных породах нижнего триаса и осадочных породах палеозоя. Абсолютные отметки достигают 800 м и более (1). Здесь преобладают горнотаежные и северотаежные типы ландшафтов. Почвы – горные подбуры таежные [363]. Основными экзогенными геологическими процессами (ЭГП) являются курумы, карст, осыпи, термокарст. На юге и юго-западе листа располагается трапповое плато Сыверма на пологозалегающих вулканогенных породах нижнего триаса с абсолютными отметками поверхности до 600–800 м (2). На пространствах плато преобладают горное редколесье и северная тайга. Основным видом почв являются горные грануземы, таежные подбуры. ЭГП представлены осыпями, солифлюкцией, курумами. На значительной площади на севере (в меньшей степени на юге листа) развита холмисто-западинная равнина на горизонтально залегающих четвертичных ледниковых отложениях с абсолютными отметками поверхности до 400–700 м (3). Морены покрыты северной тайгой. Почвы здесь таежные глеевые торфяно-перегнойные. Среди ЭГП преобладают термокарст, солифлюкция, оползни. Пораженность ЭГП средняя (3–25 %) [96]. Поверхность плоскогорья с куполовидными вершинами расчленена речной сетью, глубина вреза которой в зависимости от высотных отметок меняется от 50–80 до 150–300 м.

Транзитный тип. Транзит материала в регионе связан главным образом с поймами рек (4), где развит современный аллювий. Рельеф поверхности плоский. Развита растительность зоны северной тайги, основные представители – лиственничное редколесье и кустарники. Почвы в основном пойменные слабокислые и нейтральные. Среди экзогенных процессов и явлений преобладают заболачивание, наледи, криогенное пучение, термокарст, солифлюкция. Пораженность ЭГП средняя (3–25 %).

Аккумулятивный тип. Области аккумуляции материала развиты главным образом на низменной равнине на северо-западе (Муруктинская равнина), а также в центре и на юге листа. Они приурочены к днищам речных долин в надпойменных террасах, представленных неоплейстоценовыми аллювиальными и гляциофлювиальными образованиями (5). На болотно-озерных равнинах этот тип сформировался на четвертичных болотно-озерных образованиях (6). Их поверхность представляет собой плоскую и всхолмленную равнину, расположенную в зоне северной тайги. Почвы тундровые и таежные торфяно-глеевые гумусово-перегнойные, подзолы иллювиально-глеевые болотные. ЭГП связаны с мерзлотными явлениями – солифлюкция, криогенное растрескивание и пучение, термоэрозия и термокарст, оползни, а также заболачивание. Пораженность ЭГП средняя до высокой (> 25 %).

Геохимические характеристики территории изучены при подготовке опережающей геохимической основы листа [363].

На территории листа, занятой природными редколесными и таежными ландшафтами, хозяйственная деятельность представлена геологоразведочными работами в небольшом объеме. Техногенное воздействие отсутствует или выражено весьма слабо.

Неудовлетворительное эколого-геохимическое состояние характеризует менее 0,5 % изученной площади. Оно вызвано геохимическим загрязнением в донных отложениях на северо-востоке листа. Выявлены две зоны такого рода.

Основными источниками загрязнения являются природные скопления токсичных химических элементов – пункты минерализации и связанные с ними первичные и вторичные ореолы. Уровень загрязнения – от низкого до высокого. Элементы загрязнители 1 класса опасности – Pb (Кс – 3–25), Cd (Кс – 3–16), As (Кс – 8–20). Суммарный показатель загрязнения (Zс) меняется от 10 до 49 (Кс – коэффициент концентрации).

Геологические опасности. Краткая характеристика эколого-геологической обстановки исследованной территории позволяет предполагать здесь довольно простую ситуацию. Этот вывод основывается на особенностях геологического строения территории, где в платформенных условиях на поверхность выходят главным образом коренные вулканогенные и карбонатные, реже терригенные породы. Породы на значительную глубину полностью заморожены. Населенные пункты и дорожная сеть практически отсутствуют. Техногенные проявления связаны с геологоразведочными работами. Основное эколого-геологическое воздействие на природную среду связано с проявлением экзогенных геологических процессов (3–25 % и более). Большая часть территории листа, где преобладают природные комплексы, весьма слабо затронутые техногенезом, характеризуется удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. Лишь на участках с наличием широкого распространения природной рудной минерализации на северо-востоке листа выявлена напряженная обстановка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе составления комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-48 – Эконда (третьего поколения) были проанализированы геологические материалы, полученные более чем за шестидесятилетний период, прошедший после издания Геологической карты СССР – последнего комплекта ГК-1000 на эту территорию, изданного с объяснительной запиской. В ходе проведенных работ привлечен обширный фактический материал геологосъемочных, поисковых работ и тематических исследований, а также опубликованной литературы за весь период геологического изучения территории.

В ходе работ проведены геологические полевые исследования на двух опорных участках и отобран необходимый каменный материал для аналитических исследований с целью уточнения состава и возраста терригенно-карбонатных стратифицированных образований от венда до раннего девона, а также интрузивных комплексов раннего триаса и связанных с ними полезных ископаемых.

Подготовленный комплект карт и объяснительная записка составлены в соответствии с утвержденной НРС Роснедра Анабаро-Виллюйской легендой ГК-1000/3 с учетом «Предложений по внесению изменений и дополнений в легенду», а также с учетом внесения в общую стратиграфическую шкалу изменений согласно Постановлениям Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий по ордовику (приняты в 2011 г. и опубликованы в 2012 г.), силуру (приняты в 2012 г. и опубликованы в 2013 г.) и кембрию (приняты в 2015 г. и опубликованы в 2016 г.). Подготовленные материалы отвечают требованиям «Методического руководства...» [147], «Единым требованиям...» [84], а также стратиграфического [223, 224] и петрографического [180] кодексов.

Комплект листа включает пять карт масштаба 1 : 1 000 000 – дочетвертичных образований, четвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ; сопровождающие зарамочные схемы масштабов 1 : 5 000 000–1 : 2 500 000; объяснительную записку с текстовыми приложениями к картам (в составе настоящего отчета); цифровую модель комплекта и сопровождающие базы данных: по полезным ископаемым, материалам предшественников и по результатам собственных полевых и аналитических исследований.

Со времени составления и издания Государственной геологической карты дочетвертичных образований листа Q-48, 49 (Айхал) масштаба 1 : 1 000 000

(новой серии) существенно изменились принципы и методы картирования стратифицированных и особенно нестратифицированных подразделений. Часть отложений палеозойской эратемы (силурийской, каменноугольной, пермской, палеогеновой систем) на карте предыдущего поколения были закартированы на уровне горизонтов, ярусов и даже отделов, а за классификационную единицу интрузивных пород в основном были приняты многочисленные типы интрузий в соответствии с их составом и с учетом возрастного положения. В подготовленных к изданию комплексах карт все отложения указанных систем закартированы на уровне свит и серий, а базовыми петрографическими подразделениями для интрузивных образований, согласно Анабро-Виллюйской серийной легенде, стали магматические комплексы, в качестве критериев для выделения которых принята совокупность таких факторов, как морфология и внутреннее строение, особенности минерального и химического составов, степень, характер и тип дифференциации, структурные и текстурные особенности, степень рудоносности, метасоматические изменения вмещающих пород, горизонт их внедрения, палеомагнитные свойства.

Легенда к карте дочетвертичных отложений подготовленного комплекта построена в зональном виде по структурным ярусам для образований на уровне современного эрозионного среза, отражающим основные этапы развития территории в возрастной последовательности. Для каждого яруса приведена схема структурно-формационного районирования.

Представленный комплект карт впервые сопровождается набором схем, отражающих глубинное строение территории листа и строение кристаллического фундамента. Подготовленные схемы являются результатом обобщения современных материалов геофизических, в первую очередь сейсмических исследований на площади листа и глубокого бурения прилегающих территорий.

Сопровождающая комплект карт база первичных данных содержит в себе обширный аналитический материал, полученный в ходе полевых и лабораторных исследований по территории листа и уточняющий возраст и состав картографируемых подразделений. По всем проанализированным пробам (более 400 проб) из базы данных доступны: полевые описания точек наблюдения, результаты петрографических исследований, первичная микро- и макрофотодокументация образцов. По стратифицированным образованиям в сопровождающей базе данных собраны результаты петрофизических и геохимических исследований (пиролиз, определение $C_{орг}$ и др.); по нестратифицированным образованиям района проведены исследования на содержание пороодообразующих, редких и рассеянных элементов, благородных металлов, электронно-зондовый микроанализ главных минеральных фаз, изотопные исследования: высокоточные определения возраста по единичным кристаллам циркона и бадделеита (U-Pb изотопный анализ на анализаторе SHRIMP II).

В геологическом строении исследуемой территории остается ряд спорных и нерешенных вопросов. Один из них касается представлений о возрасте и продолжительности проявления магматизма на границе поздней перми и триаса. Несмотря на длительное разностороннее изучение нижнетриасовых магматических образований севера Сибирской платформы, не до конца решена проблема стратиграфии вулканогенной толщи, типизации близкоодно-

возрастных интрузивных комплексов и их возрастных соотношений. Предельно узкий возрастной диапазон формирования всего спектра базитовых интрузий вносит полную неопределенность в вопросы их расчленения, корреляции с покровными образованиями и последовательности формирования. Прецизионных изотопно-геохимических данных для всех известных в районе ассоциаций основных интрузивных пород явно недостаточно, что показали собственные изотопно-геохимические исследования, проведенные в рамках настоящих работ по интрузивным образованиям долины р. Мойеро, т. к. разрешающая способность существующих методов изотопной геохронологии на сегодняшний день не позволяет определить последовательность формирования столь близких по возрасту интрузий.

Дискуссионным также остается и вопрос стратиграфического расчленения и возраста вулканогенной толщи на территории листа вследствие отсутствия надежных и представительных радиологических датировок, фрагментарности палеонтологически охарактеризованных уровней разреза и невыдержанности выделяемых здесь стратиграфических единиц по латерали. С одной стороны, на основании новых палеонтологических данных выдвигаются предположения о соответствии верхней части вулканогенного разреза (кочечумская свита) среднему триасу, а с другой – на основании многочисленных находок в туфогенно-осадочных породах пермских фаунистических и флористических остатков продолжают развиваться представления о позднепермском возрасте нижней половины вулканогенного разреза, что отчасти подтверждается современными палеомагнитными данными. В то же время на основании изотопно-геохронометрических и магнитостратиграфических данных (по северо-востоку Тунгусской синеклизы) рядом исследователей [148, 280, 281 и др.] выдвигается предположение о формировании всей трапповой толщи Средне-сибирской области в течение 0,1–1,0 млн лет на рубеже перми и триаса.

В связи с этим представленная в подготовленном комплекте карт последовательность формирования магматических картографируемых геологических подразделений и их возрастные соотношения между собой на сегодняшний день кажутся достаточно условными. Уточнение этих соотношений – вопрос будущего, решение которого остается, по-видимому, за современными высокоточными методами изотопной геохронологии, которые должны интерпретироваться в совокупности с палеомагнитными, палеонтологическими и палинологическими данными.

Проведено обновление карты четвертичных отложений на территорию работ. Выводы о возрасте и генезисе четвертичных образований базировались на результатах как собственных полевых исследований, включавших изучение разрезов и отбор проб на литологические, палеонтологические и геохронологические исследования, так и на данных предшественников. По отношению к ранее изданной карте четвертичных образований листа изменено стратиграфическое положение подразделений, относившихся к муруктинскому и тазовскому горизонтам. Новые геохронологические данные аллювиальных отложений р. Мойеро позволили уточнить возраст подстилающей муруктинской морены и отнести ее к шестой ступени среднего неоплейстоцена. Это привело к изменению границ оледенений на карте. Территория листа оказалась за пределами зоны развития позднеоплейстоценового оледенения.

В это время на территории накапливались преимущественно аллювиальные и озерные отложения.

Наиболее острой проблемой в стратиграфии четвертичного периода является установление возраста и границ среднечетвертичных ледников. Также требуется доизучение строения надпойменных террас, которое зависело не только от гляциоизостатических, неотектонических процессов, но и от длительности подпруживания рек ледниковыми массами, от водообильности водотоков. Сложное взаимодействие этих процессов предопределило различия в строении долин.

В процессе составления карт полезных ископаемых и закономерностей их размещения проанализированы все материалы предыдущих исследований по этой тематике за исключением последних работ АЛРОСА по поискам алмазов, составляющих коммерческую тайну. Таким образом, подготовленный комплект карт отражает в основном все сведения по полезным ископаемым на территории листа по состоянию на 1.01.2021 г.

В результате сбора всех фондовых материалов и их анализа на карту полезных ископаемых вынесены 189 объектов 16 видов твердых полезных ископаемых. К ним относятся месторождения стройматериалов: глины кирпичные, основные породы, известняки. Остальные объекты представлены только проявлениями и пунктами минерализации. Горючие полезные ископаемые представлены каменным углем; металлические ископаемые – железом, медью и никелем, свинцом, цинком, алюминием, ураном; неметаллические ископаемые – оптическим кальцитом, апатитом, фосфоритом, целестином, гипсом, диатомитами, алмазами, поделочными камнями (аметист, халцедон, яшмиды). Кроме того, на карту полезных ископаемых вынесены геофизические и геохимические аномалии, а также шлиховые ореолы.

В подготовленном комплекте карт обобщены данные, прежде всего, по наиболее распространенным на данной территории полезным ископаемым и закономерностям их размещения. Приведена типизация рудных объектов по рудноформационным и генетическим признакам и разбраковка объектов в соответствии с требованиями генерализации и достоверности их первичным источникам.

Распределение этих объектов на площади неравномерно и связано со спецификой геологического строения конкретных участков территории листа. Они характерны для этого фрагмента Сибирской платформы. Несмотря на кажущееся разнообразие, в целом набор видов твердых полезных ископаемых относительно небогатый, крупных значимых объектов на территории листа не выявлено.

С учетом инфраструктурных особенностей территории (район Крайнего Севера вдали от основных транспортных коммуникаций) и по результатам проведенных ранее геологосъемочных и поисковых работ перспективы территории в отношении полезных ископаемых на настоящем этапе рассматриваются как неблагоприятные. Перспективными здесь могут быть только те виды минерального сырья, которые имеют высокую стоимость и не требуют значительных капитальных затрат на их освоение. В основном они могут быть связаны с нефтью и газом, из твердых полезных ископаемых некоторые перспективы могут рассматриваться для алмазов, а также при развитии ин-

фраструктуры территории для каменного угля. Другие виды полезных ископаемых по своим качественным и количественным параметрам не выходят за ранг мелких проявлений и пунктов минерализации и в ближайшие время вряд ли будут переоцениваться.

С этой точки зрения следует остановиться на перспективах Нижнетомбинского прогнозируемого алмазоносного узла, детальное рассмотрение которых приведено в гл. «Закономерности...». Многие исследователи, проводивших в этом районе поисковые работы, считают эту площадь малоперспективной, несмотря на находки алмазов и минералов-спутников в современных аллювиальных и минералов-спутников в пермских терригенных отложениях. Некоторые из них делают оговорки, ссылаясь на слабую изученность и закрытость части площади водно-ледниковыми отложениями. В качестве положительного фактора приводится также высокая хромистость пиропов и значительный процент среди них зерен алмазной ассоциации. Таким образом, предшественники оставляют возможность отнесения этого района к рангу площадей с неясными перспективами, однако не предлагая никаких путей решения для внесения ясности в этот вопрос. Для его решения нами предлагается проведение ГДП-200 на листах Q-48-XI, XII, XVII, XVIII с целевым алмазопоисковым направлением. В последующем рекомендуются поисковые работы масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000 в верховьях рек Ниж. Виллойкан, Ниж. Томба, Нинима.

Карта прогноза на нефть и газ в составе комплекта ГК масштаба 1 : 1 000 000 подготовлена впервые и отражает современное состояние изученности территории в этом аспекте.

Подчиненные площади карты приурочены к Анабарской (северо-восток), Сюгджерской (восток) и Катангской (юго-восток) НГО. Структурная основа к карте прогноза на нефть и газ построена по подошве кембрийского комплекса с использованием многочисленных данных сейсморазведки. Сейсморазведочные профили, участвующие в построении структурной карты, отображены на схеме геолого-геофизической изученности. Сейсмогеологический разрез к карте прогноза на нефть и газ построен по расщелке к профилю пос. Тура – скв. Чириндинская-271. На разрезе отражены глубинное строение и соотношение образований фундамента и осадочного чехла и мощности отложений, слагающих характеризуемые нефтегазоносные комплексы. Для кембрийских отложений выполнена дифференциация по типам разрезов согласно трем фациальным областям.

Рифейский комплекс является перспективным объектом для обнаружения скоплений углеводородов. Это обусловлено тем, что значительные по площади районы листа Q-48 занимает восточная окраина Ангаро-Котуйского рифтогенного прогиба, где отложения рифея достигают значительной мощности – до 6–7 км. В составе этих образований представлены ниже-среднерифейские обогащенные органическим углеродом глинистые и песчаные породы и верхнерифейские карбонатные отложения. Последние за счет длительного предвендского перерыва подверглись гипергенному выщелачиванию с формированием высокоемких коллекторов. Выклинивание рифейских отложений в прибортовой зоне прогиба, зафиксированное на сейсмогеологическом разрезе, способствует формированию ловушек комбинированного типа: литологически, стратиграфически и тектонически экранированных.

Терригенные отложения непского и низов тирского горизонтов вендского комплекса являются перспективным гранулярным коллектором. Прианабарская зона нефтегазонакопления, которая входит в состав северной части листа Q-48, связана с региональным выклиниванием песчаных резервуаров вендского комплекса на востоке Курейской синеклизы.

Характерным для отложений кембрийского комплекса является сочетание крупного очага нефтегазообразования (куонамская свита) и зоны нефтегазонакопления – продолжение на территории южной половины листа Западно-Якутского археоциатово-водорослевого барьерного рифового комплекса (томмотско-раннемайского возраста), отмеченного на сейсмогеологическом разрезе, в пределах которой возможно формирование нефтяных и нефтегазоконденсатных залежей. В южной части территории листа, в структурном отношении приуроченной к Ейкинскому выступу, в нижне-среднекембрийских отложениях выделяется одноименная зона нефтегазонакопления, где помимо карбонатных резервуаров (ангарская и литвинцевская свиты), перспективы связаны с толщами песчаников холокитской свиты верхнего кембрия. Сочетание обширного очага нефтегазообразования и зон аккумуляции позволяет рассматривать кембрийские отложения как один из приоритетных объектов нефтепоисковых работ на исследуемой территории.

Интервал терригенных пород (кочаканская свита), выделяющийся в составе ордовикско-лландоверийского комплекса, является третьим уровнем развития гранулярных терригенных коллекторов в разрезе исследуемой территории. В составе венлокско-среднедевонского комплекса перспективы связаны с интервалами регионального венлокского коллектора, сложенного доломитами замещения по биоморфным кораллово-строматопоровым известнякам.

В восточной, юго-восточной и северо-восточной частях территории листа ордовикско-силурийские и девонские отложения находятся на глубинах, неблагоприятных для сохранности нефтяных залежей. Оптимальная зона для сохранности залежей углеводородов в песчаных коллекторах ордовикско-лландоверийского и карбонатных коллекторах венлокско-среднедевонского комплексов связана с наиболее погруженными участками Северо-Тунгусской НГО и располагается в западной и юго-западной частях территории листа.

Отложения каменноугольно-пермского комплекса бесперспективны или малоперспективны из-за малой глубины залегания региональных коллекторов и высокой насыщенности разреза траппами.

Глубокое бурение на территории листа Q-48 не проводилось. Однако необходима проверка при помощи бурения накопленных сейсморазведочных данных с акцентом на следующие интервалы разреза.

1. Требуется провести бурение на юго-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы (север листа Q-48) с целью открытия в разрезе непского и низов тирского горизонтов вендской системы песчаных резервуаров и подтверждения выделенной по данным сейсморазведки Прианабарской зоны нефтегазонакопления.

2. В южной половине территории листа Q-48, в зоне предполагаемого Западно-Якутского рифогенного барьера томмотско-раннемайского возраста, являющейся крупной зоной нефтегазонакопления в составе кембрийского

комплекса, необходимо провести параметрическое и вдоль широтного развития барьерного рифа структурное бурение.

3. Необходимо продолжить изучение площади развития нефтегазоматеринских мергелей углеродистых мойероканской свиты (S_1^{1mr}), характеризующихся невысокой катагенетической превращенностью ОВ ($МК_1^1-МК_2$), и вышележащих карбонатных пород хакомской свиты (S_1^{2hk}), выступающих потенциальным региональным коллектором в Северо-Тунгусской НГО. Бурение скважин для изучения настоящих стратиграфических интервалов следует сконцентрировать в западной и юго-западной частях территории листа Q-48, где данные отложения перекрыты трапповым комплексом.

Подготовленный авторский вариант комплекта карт Госгеолкарты-1000/3 (Q-48 – Эконда) следует рассматривать как очередной этап геологического изучения этого сложного региона. В связи с неоднородностью его геологической изученности важное значение имеют рекомендации по дальнейшему направлению геологосъемочных и поисково-оценочных работ, выделение факторов рудоносности и нефтегазоносности территории, а также рекомендации по решению ряда вопросов стратиграфии и магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абаимова Г. П.* Конодонтовые зоны верхнего кембрия и нижнего ордовика Сибирской платформы // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1990. – С. 57–65.
2. *Абушик А. Ф.* Силурийские остракоды Сибирской платформы. – М. : Госгеолтехиздат, 1960. – 131 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 39. Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы. Ордовик и силур. Вып. 6).
3. *Аверченко А. И., Толстых А. Н.* Стратиграфия верхнего палеозоя бассейна среднего и верхнего течения реки Вилюй // Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии (Доклады на XVII научной сессии Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР). – Якутск : Якуткнигоиздат, 1968. – С. 156–167.
4. *Аммосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н. П.* Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. – М. : Наука, 1980. – 110 с.
5. *Анучкина Н. П., Бобкова З. С., Юон О. И.* Расчленение угленосных отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы // Советская геология. – 1975. – № 3. – С. 139–144.
6. *Арсеньев А. А.* Геологическое строение Оленек-Мархинского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 5. – М. : Госгеолтехиздат, 1961. – С. 58–85.
7. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным с 1972 по 1995 год (электронное издание). – СПб. : ВСЕГЕИ, 2013. – 94 с.
8. *Атласов И. П., Полькин Я. И.* Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Вып. 14. – Л., 1969. – С. 83–97.
9. *Баженова Т. К.* Нефтегазоматеринские формации древних платформ России и нефтегазоносность [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2016. – Т. 11, № 4. – URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/45_2016.pdf (дата обращения: 15.09.2022 г.).
10. *Баженова Т. К.* Нижнесреднекембрийский очаг нефтегазообразования на севере Тунгусской синеклизы (Красноярский край) [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2019. – Т. 14, № 4. – URL: http://www.ngtp.ru/rub/2019/42_2019.html (дата обращения: 15.09.2022 г.).
11. *Баженова Т. К., Дахнова М. В., Можегова С. В.* Верхний протерозой Сибирской платформы – основной источник нефтегазоносности ее домезозойского мегабассейна [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т. 6, № 2. – URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/17_2011.pdf (дата обращения: 15.09.2022 г.).
12. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Пуминов А. П.* Палеогеография бассейнов верхних течений рек Оленек и Мархи // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 7. – Л., 1958. – С. 163–176. (Труды НИИГА. Т. 67).
13. *Бардеева М. А.* Опорный разрез четвертичных отложений Среднесибирского плоскогорья // Четвертичные оледенения Средней Сибири. – М. : Наука, 1986. – С. 35–52.

14. Бардеева М. А., Исаева Л. Л. О выделении муруктинского горизонта (Q_2^{III}) в четвертичных отложениях Средней Сибири // ДАН СССР. – 1980. – Т. 251, № 1. – С. 169–172.
15. Басков Е. А. Минеральные воды и палеогеогеология Сибирской платформы. – М. : Недра, 1977. – 147 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 254).
16. Бгатов В. И. Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы. – Красноярск : Красноярское книжное изд-во, 1973. – 240 с. (Труды СНИИГГИМС. Вып. 147).
17. Бгатов В. И., Матухина В. Г. Свинцово-цинковая минерализация в ордовике и силуре севера Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1971. – № 9. – С. 122–124.
18. Белозеров В. П., Садовников Г. Н. Стратиграфия корвунчанской серии в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски // Материалы по региональной геологии. Сибирская платформа и ее юго-восточное обрамление. – М. : Госгеолтехиздат, 1962. – С. 24–42. (Труды Всесоюзного аэрогеологического треста. Вып. 8).
19. Бененсон А. В., Костицына Л. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист Q-48-XIX, XX. Объяснительная записка. – М., 1979. – 70 с.
20. Боручинкина А. А., Кичкина С. С., Григорьев В. В. Стратиграфия вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. – Томск : Изд-во Томского университета, 1974. – С. 74–79. (Труды ТГУ. Т. 232-А).
21. Булин Н. К., Булина Л. В., Драгунов В. И. Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2001. – Т. 381, № 1. – С. 81–87.
22. Вальчак В. И., Каминский В. М., Евграфов А. А. и др. Новые данные по геологии нефтегазоперспективных рифогенных объектов севера Сибирской платформы // Природные ресурсы Красноярского края. – 2015. – № 24. – С. 28–31.
23. Васильева М. Н. Новые данные по стратиграфии кембрия и ордовика Оленекско-Вилюйского междуречья // Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы. Тезисы докладов. Вып. 3. – Иркутск, 1960. – С. 28–34.
24. Вербицкая Н. Г., Ильюхина Н. П. Основные подразделения верхнего палеозоя Сибирской платформы // Советская геология. – 1979. – № 9. – С. 18–33.
25. Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. – М. : Наука, 1967. – 271 с.
26. Вишневский А. Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. – Л. : Недра, 1978. – 213 с. (Труды НИИГА. Т. 184).
27. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Воробьев И. В. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М. : Наука, 1980. – С. 14–30.
28. Воскресенская Н. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист Q-48-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. – М., 1979. – 76 с.
29. Выркин В. Б. Котловины Среднесибирского плоскогорья: расположение, морфология и современное рельефообразование // Изв. Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. – 2020. – Т. 32. – С. 20–31.
30. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. – М. : Недра, 1973. – 384 с.
31. Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры // Геотектоника. – 1978. – № 3. – С. 43–57.
32. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 1 500 000 / гл. ред. Н. С. Малич. – [СПб.] : ВСЕГЕИ, 2000.
33. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-48–(50) – Оленек / отв. ред. Ф. Г. Марков. – Л., 1983. – 196 с.
34. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудосодержание / ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий и др. – М. : Недра, 1974. – 279 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 194).

35. Геологическое строение нефтегазоносных провинций Восточной Сибири по геофизическим данным / К. А. Савинский, В. С. Волхонин, С. С. Лопатин и др. – М. : Недра, 1983. – 183 с.
36. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / под ред. Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса, В. С. Суркова. – Л. : Недра, 1987. – 448 с.
37. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / В. А. Асташкин, А. И. Варламов, Н. К. Губина и др. – М. : Недра, 1984. – 157 с.
38. Геология и перспективы нефтегазоносности Тунгусской синеклизы и ее обрамления / под ред. В. Д. Козырева. – Л. : Недра, 1968. – 259 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 262).
39. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь / ред. Н. С. Малич. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с.
40. Геология нефти и газа Сибирской платформы / под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. – М. : Недра, 1981. – 552 с.
41. Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии / ред. В. Е. Савицкий. – Новосибирск : СНИИГТиМС, 1979. – 153 с. (Сборник научных трудов / СНИИГТиМС. Вып. 270).
42. Геология Сибирской платформы / под ред. И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса. – М. : Недра, 1966. – 447 с.
43. Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. I. Геологическое описание. Кн. 2 / ред. Ф. Г. Марков. – М. : Недра, 1971. – 256 с.
44. Гидрогеология СССР. Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР / ред. И. К. Зайцев. – М. : Недра, 1972. – 479 с.
45. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР / ред. А. И. Ефимов, И. К. Зайцев. – М. : Недра, 1976. – 383 с.
46. *Глебовицкий В. А., Хильтова В. Я., Козаков И. К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. – 2008. – № 1. – С. 12–26.
47. *Глухова Л. В.* Систематика, микроструктура, стратиграфическое распространение рифлорий (Обзор) // *Lethaea rossica*. Российский палеоботанический журнал. – 2009. – Т. 1. – С. 15–50.
48. *Гольдберг И. С.* О границе ордовика и силура в центральной части севера Сибирской платформы // Геология и геохимия: доклады и статьи. Сб. 3 (IX). – Л. : Гостоптехиздат, 1960. – С. 171–175.
49. *Гольдберг И. С.* О закономерностях распространения битумопроявлений в северной части Тунгусской синеклизы // Геологический сборник 6. – Л. : Гостоптехиздат, 1961. – С. 128–142. (Труды ВНИГРИ. Вып. 186).
50. *Гор Ю. Г., Иванов А. И.* О ранних фазах траппового и щелочно-ультраосновного вулканизма северной части Сибирской платформы // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 11. – Л., 1959. – С. 116–125. (Труды НИИГА. Т. 105).
51. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллойская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка / гл. науч. ред. М. С. Машак. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 398 с.
52. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист Р-47 – Байкит. Объяснительная записка / науч. ред. Е. И. Берзон. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 358 с.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист Q-47 – Тура. Объяснительная записка / науч. ред. Н. Н. Нагайцева, В. И. Астахов – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 328 с.
54. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-46 – Пайтурма. Объяснительная записка / науч. ред. П. Г. Падерин. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 388 с.
55. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка / гл. ред. М. С. Машак. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 464 с.

56. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-48, 49 (Айхал). Карта дочетвертичных образований / отв. ред. Г. Н. Садовников. – Л., 1991.
57. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-48, 49 (Айхал). Карта полезных ископаемых / отв. ред. Г. Н. Садовников. – Л., 1991.
58. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-48, 49 (Айхал). Карта четвертичных отложений / отв. ред. Г. Н. Садовников. – Л., 1991.
59. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Q-48 (Виллой). Объяснительная записка / ред. Т. Н. Спизарский. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 75 с.
60. *Гринсон А. С., Магид М. Ш., Мильштейн Д. М.* Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы // Отечественная геология. – 1994. – № 1. – С. 49–56.
61. *Грицик В. В.* Некоторые особенности стратиграфии нижнего палеозоя, тектоники и нефтеносности Оленекско-Вилойского междуречья // Геология и полезные ископаемые Якутской АССР (Доклады на XIV научной сессии ЯФ СО АН СССР). – Якутск : Якуткнигоиздат, 1962. – С. 363–379. (Труды ЯФ СО АН СССР. Серия геологическая. Сб. 14).
62. *Гришин М. П., Лотышев В. И., Сурков В. С.* Элементы взаимосвязи структур фундамента и осадочного чехла Тунгусской синеклизы // Нефтегазописковая геофизика в условиях широкого развития траппового магматизма. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1982. – С. 5–15.
63. *Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г.* Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным // Тектоника Сибири. Т. 3. Тектоника Сибирской платформы. – М. : Наука, 1970. – С. 47–54.
64. *Гроздилов А. Л., Гроздилова Т. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-48-XVII. Объяснительная записка. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 38 с.
65. *Гроздилов А. Л., Гроздилова Т. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Полезные ископаемые. Серия Анабарская. Лист Q-48-XVII. Объяснительная записка. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 11 с.
66. *Гроздилов А. Л., Гроздилова Т. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-48-XVIII. Объяснительная записка. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 39 с.
67. *Гроздилов А. Л., Гроздилова Т. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Полезные ископаемые. Серия Анабарская. Лист Q-48-XVIII. Объяснительная записка. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 16 с.
68. *Губин И. А., Таратенко А. В.* Структурная характеристика венд-кембрийских отложений восточной части Северо-Тунгусской НГО по данным сейсморазведки 2D в связи с нефтегазонасностью // Геофизические технологии. – 2018. – № 3. – С. 14–29.
69. *Гуревич А. Б., Вербицкая Н. Г., Липатова В. А., Фаддеева И. З.* Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-восточной части Тунгусского бассейна // Советская геология. – 1984. – № 5. – С. 61–71.
70. *Гусев Н. И., Сергеева Л. Ю., Строев Т. С.* и др. U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 79. – С. 49–67.
71. *Дараган-Суцов Ю. И.* Региональные вариации химического состава базальтовых пород Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1988. – № 3. – С. 30–36.
72. *Дараган-Суцов Ю. И.* Выделение центров вулканических извержений по максимальному количеству покровов в разрезе плато-базальтовых толщ // ДАН СССР. – 1989. – Т. 307, № 5. – С. 1177–1180.
73. *Дашкевич Н. Н.* Тектоническое районирование фундамента и проблема краевых прогибов в западной части Сибирской платформы // Проблемы геологии древних платформ. Вып. 1. – Красноярск : Красноярское книжное изд-во, 1973. – С. 75–86.
74. *Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И.* Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития // Тектоника Сибири. Т. 3. Тектоника Сибирской платформы. – М. : Наука, 1970. – С. 180–188.

75. Дивина Т. А., Егорова Л. И., Салихов А. А. и др. Новые материалы по стратиграфии докембрия и кембрия северо-востока Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 7. – С. 23–33.

76. Дитмар В. Г. Геологические исследования в верховьях р. Вилюя // Известия Государственного географического общества. – 1934. – Т. 66, вып. 1. – С. 26–68.

77. Добрускина И. А., Мозучева Н. К. О возрасте вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 29–37.

78. Докембрийская тектоника Сибири / Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др. – Новосибирск, 1964. – 126 с.

79. Дренов Н. В. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы // Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы. Тезисы докладов. Вып. 3. – Иркутск, 1960. – С. 11–18.

80. Дренов Н. В. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Т. 2. Тектоника Красноярского края. – Новосибирск : Изд-во Сибирского отделения АН СССР, 1963. – С. 21–29.

81. Едугушенко В. М., Конторович А. Э., Малюшко Л. Д. и др. Основные черты геохимии и литологии отложений кронамского типа кембрия Сибирской платформы // Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. – Новосибирск, 1969. – С. 72–76. (Труды СНИИГГИМС. Вып. 98. Серия: Литология и геохимия).

82. Егоркин А. В., Зюганов С. К., Павленкова Н. А., Чернышев Н. М. Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. – 1988. – № 5. – С. 120–128.

83. Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М. Верхняя мантия Сибири // 27-й Международный геологический конгресс, СССР, Москва, 4–14 августа 1984 г. Геофизика. Секция С.08. Доклады. Т. 8. – М. : Наука, 1984. – С. 27–42.

84. Единые требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000: версия 1.6. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2019. – 279 с.

85. Зайченко В. Ю., Чернышев Н. М. Структуры растяжения Сибирской платформы // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. – Л., 1987. – С. 44–53.

86. Зинченко В. Н. Региональные нефтегазоносные комплексы ордовика и силура запада Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. – Л., 1985. – С. 129–137.

87. Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А. Базальты Сибирской платформы: Особенности геологии, состава и генезиса пермотриасовых эффузивов. – Новосибирск : Наука, 1986. – 245 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 612).

88. Интерпретация геохимических данных / Е. В. Складчиков, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская и др. – М. : Интернет инжиниринг, 2001. – 287 с.

89. Исаева Л. Л., Андреева С. М., Кулькова И. А. и др. Котуйская свита среднего – верхнего эоцена Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Серия геологическая. – 1980. – № 6. – С. 129–132.

90. Каныгин А. В., Москаленко Т. А., Ядренкина А. Г. О пограничных отложениях нижнего и среднего ордовика на Сибирской платформе // Геология и геофизика. – 1980. – № 6. – С. 13–19.

91. Каныгин А. В., Москаленко Т. А., Ядренкина А. Г. и др. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений Западной Якутии (по материалам бурения) // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. – Новосибирск : ИГиГ, 1985. – С. 43–55.

92. Каныгин А. В., Ядренкина А. Г., Тимохин А. В. и др. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 5с. – С. 4–57.

93. Кардопольцева О. И., Морева В. А., Плотникова М. И. и др. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тунга // Материалы по геологии Восточной Сибири. – Л. : ОНТИ ВСЕГЕИ, 1961. – С. 117–133. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 66).

94. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000 / гл. ред. А. Ф. Грачев. – М., 1998.
95. Карта тектонического районирования фундамента Сибирской платформы / ред. М. П. Гришин, В. С. Сурков. – Новосибирск : ОНТИ СНИИГГиМСа, 1980.
96. Карта экзогенных геологических процессов России. Масштаб 1:2 500 000 / гл. ред. А. И. Шеко. – [М.] : ВСЕГИНГЕО, 2000.
97. Классификация запасов и ресурсов нефти и горючих газов. Нормативно-методическая документация. – М. : ЕСОЭН, 2016. – 319 с.
98. Ковач В. П., Котов А. Б., Смелов А. П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. – 2000. – Т. 8, № 4. – С. 394–408.
99. Козлов Г. В., Кужельная З. В., Соколова М. Ф. Нижневиллюйканское проявление сульфатов алюминия (Западная Якутия) // Геология и геофизика. – 1977. – № 10. – С. 132–136.
100. Конторович А. Э., Бабина Н. М., Богородская Л. И. и др. История залежей нефти и газа в верхнедокембрийских и ниже-среднепалеозойских отложениях Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. – Новосибирск, 1978. – С. 61–97. (Труды СНИИГГиМСа. Вып. 264).
101. Конторович А. Э., Беляев С. Ю., Конторович А. А. и др. Тектоника венд-силурийского структурного яруса осадочного чехла Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 1. – С. 100–109.
102. Конторович А. Э., Беляев С. Ю., Конторович А. А. и др. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 8. – С. 851–862.
103. Конторович А. Э., Кащенко С. А., Зуева Т. Н. и др. Перспективы нефтеносности и газоносности вендских и ниже-среднепалеозойских отложений Сибирской платформы // Геология, условия формирования и методика разведки месторождений нефти и газа в палеозойских и мезозойских отложениях Сибирской платформы. – Новосибирск, 1978. – С. 4–25. (Труды СНИИГГиМСа. Вып. 265).
104. Конторович А. Э., Левченко И. Г., Мельников Н. В. и др. Перспективы выявления ресурсов нефти и газа в Тунгусской синеклизе // Советская геология. – 1976. – № 3. – С. 11–22.
105. Конторович А. Э., Мельников Н. В., Старосельцев В. С., Хоменко А. В. Влияние интрузивных траппов на нефтегазоносность палеозойских отложений Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1987. – № 5. – С. 14–20.
106. Конторович А. Э., Савицкий В. Е. К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. – Новосибирск, 1970. – С. 95–108. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 106. Серия: Литология и палеогеография).
107. Коробков И. Г., Евстратов А. А., Мильштейн Е. Д. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. – Томск : Scientific & Technical Translations (STT), 2013. – 269 с.
108. Крауш М. А. Карта новейшей тектоники Тунгусской синеклизы и ее обрамления масштаба 1:2 500 000 // Проблемы изучения четвертичного периода. – М. : Наука, 1972. – С. 339–344.
109. Кривенко О. В., Перегоедов Л. Г. Проблема сопоставления комплексов флоры и фауны ботуобинской свиты (Мало-Ботуобинский район, восточный борт Тунгусской синеклизы) // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «Lethaea rossica». – 2013. – № 1. – С. 118–124.
110. Кринин В. А., Гутина О. В., Кренцлер Б. Б. Сводный геологический разрез рифейских отложений внутренних районов юго-западной части Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. Сборник научных трудов, посвященный 40-летию КНИИГГиМС (1957–1997). Вып. 1. – Красноярск, 1997. – С. 434–448.
111. Круговых В. В. Миоспоры триаса вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Бореальный триас. – М. : Наука, 1987. – С. 48–57. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 689).

112. *Крумс И. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист Q-48-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. – М., 1979. – 88 с.
113. *Кулькова И. А., Ковалев А. Н., Козлов Г. В., Лаухин С. А.* Континентальный эоцен на севере Сибирской платформы // Докл. АН СССР. – 1978. – Т. 239, № 5. – С. 1174–1177.
114. *Курушин Н. И.* Гастроподы силура разреза р. Мойеро // Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы. – Новосибирск : Наука, 1986. – С. 96–115. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 666).
115. *Ларичев А. И.* Условия накопления и закономерности распределения органического вещества в рифейских отложениях Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. – Новосибирск, 1982. – С. 96–111.
116. *Лебедев А. П.* Дифференцированные трапповые интрузии «Виллойских гор» // Вопросы магматизма Восточной Сибири. – М. : Изд-во АН СССР, 1959. – С. 4–108. (Труды ИГЕМ. Вып. 29).
117. *Лебедев А. П.* К генезису гибридных траппов Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа) // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1961. – № 5. – С. 17–36.
118. *Левитан М. М., Емельянов Н. И., Леонов Б. Н.* и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Листы Q-47-XXIX, XXX (устье р. Корвунчана), Q-48-XXV, XXVI (р. Чина). Объяснительная записка. – М., 1990. – 92 с.
119. *Левитан М. М., Емельянов Н. И., Леонов Б. Н.* и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Листы Q-48-XXI, XXII (Эконда), Q-48-XXIII, XXIV (р. Ср. Виллойкан), Q-48-XXVII, XXVIII (верховье р. Туру), Q-48-XXIX, XXX (р. Вавукан). Объяснительная записка. – М., 1993. – 171 с.
120. *Леднева В. П., Порошин Е. Е.* Петрохимическое районирование базальтов Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1981. – № 11. – С. 141–145.
121. *Лопушинская Т. В.* Брахиоподы и стратиграфия силурийских отложений севера Сибирской платформы. – Новосибирск : Западно-Сибирское книжное изд-во, 1976. – 96 с. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 199).
122. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – С. 5–70.
123. *Лутц Б. Г., Оксман В. С.* Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. – М. : Наука, 1990. – 260 с.
124. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности / отв. ред. В. С. Соболев. – Новосибирск : Наука, 1984. – 209 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 574).
125. *Малич Н. С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М. : Недра, 1975. – 215 с.
126. *Малич Н. С., Гринсон А. С., Туганова Е. В., Чернышев Н. М.* Рифтогенез Сибирской платформы // Тектонические процессы. Доклады сов. геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, июль 1989). – М. : Наука, 1989. – С. 184–193.
127. *Маловецкая И. М., Новожилов Н. И., Садовников Г. Н.* Этапы развития флоры и пресноводной фауны Тунгусского бассейна в поздней перми и раннем триасе // Пятидесятилетие советской палеонтологии и вопросы систематики древних организмов. Труды XIII и XIV сессий Всесоюзного палеонтологического общества. – Л. : Наука, 1976. – С. 296–302.
128. *Маркова Л. Г.* Геохимия рассеянного органического вещества ордовикско-силурийских отложений северо-востока Тунгусской синеклизы // Материалы по литологии и геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. – Новосибирск, 1968. – С. 152–159. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 78. Серия: Литология и геохимия).
129. *Масайтис В. Л.* Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Виллой). – Л., 1958. – 136 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 22).
130. *Масайтис В. Л.* Трапповая формация бассейна р. Виллой // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – С. 208–255.

131. *Масайтис В. Л.* Базитовые магматические формации Сибирской платформы // Проблемы магматической геологии. – Новосибирск : Наука, 1973. – С. 159–170. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 213).
132. *Масайтис В. Л.* Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Записки ВМО. – 1983. – Ч. 112, вып. 4. – С. 412–425.
133. *Масайтис В. Л., Леднева В. П.* Базальт-долеритовая формация. // Магматические формации СССР. Т. 1. – Л. : Недра, 1979. – С. 196–212.
134. *Маслова О. А., Ядренкина А. Г.* Зональное расчленение и корреляция средне- и верхнеордовикских отложений Тунгусской синеклизы по брахиоподам // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 3 (31). – С. 3–17.
135. *Маслова О. А., Ядренкина А. Г., Каныгин А. В.* Муктэйский горизонт ордовика Сибирской платформы: палеонтологическое обоснование, распространение, корреляция разрезов // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 8. – С. 1247–1262.
136. *Матухин Р. Г.* Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерагения). – Новосибирск : Наука, 1991. – 164 с.
137. *Матухин Р. Г., Меннер В. В.* Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. – Новосибирск : Западно-Сибирское книжное изд-во, 1974. – 129 с. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 175).
138. *Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И.* Дифференцированная интрузия Велингна // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М. : Наука, 1966. – С. 227–259.
139. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / под ред. В. С. Суркова. – М. : Недра, 1987. – 204 с.
140. *Межвилк А. А.* Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1962. – № 4. – С. 68–75.
141. *Мельников Н. В.* Нефтегазоносные комплексы Лено-Тунгусской провинции // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 8. – С. 196–205.
142. *Мельников Н. В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. – 147 с.
143. *Меннер В. В.* Новые данные о стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1958. – № 5. – С. 3–15.
144. *Меннер В. В.* Стратиграфия девонских отложений севера Тунгусской синеклизы // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Вып. 17. – Л. : Гостоптехиздат, 1961. – С. 3–19. (Труды НИИГА. Т. 125).
145. *Меннер В. В.* Схема стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы // ДАН СССР. – 1961. – Т. 141, № 6. – С. 1441–1444.
146. Методические рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом / под ред. В. И. Петерсилье, В. И. Пороскуна, Г. Г. Яценко. – М. ; Тверь : ВНИГНИ, НПЦ «Тверьгеофизика», 2003. – 258 с.
147. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.4. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2019. – 179 с.
148. *Михальцов Н. Э., Казанский А. Ю., Рябов В. В.* и др. Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской платформы по результатам исследований керн // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 11. – С. 1595–1613.
149. *Мозучева Н. К.* Раннетриасовая флора Тунгусского бассейна. – М. : Недра, 1973. – 160 с. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 154).
150. *Мозучева Н. К., Бетехтина О. А.* Актуальные вопросы стратиграфии континентального триаса Сибири // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 3. – С. 287–296.
151. *Мозучева Н. К., Круговых В. В.* Новые данные к стратиграфической схеме триасовых отложений Тунгусской синеклизы и Кузнецкого бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17, № 5. – С. 60–68.
152. *Мокшанцев К. Б.* Классификация разломов Якутии // Разломная тектоника территории Якутской АССР. – Якутск, 1976. – С. 4–9.

153. Москаленко Т. А. Конодонты кривошунского яруса (средний ордовик) Сибирской платформы. – М. : Наука, 1970. – 117 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 61).
154. Москаленко Т. А. Конодонты из силурийского разреза на р. Мойеро // Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы. – Новосибирск : Наука, 1986. – С. 144–160. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 666).
155. Москаленко Т. А. Конодонты из ордовика западного обрамления Вилюйской синеклизы (по материалам глубокого бурения) // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. – Новосибирск : Наука, 1987. – С. 178–184. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 651).
156. Москаленко Т. А., Ядренкина А. Г. Муктэйский горизонт и его стратотип // Новое в палеонтологии и биостратиграфии палеозоя азиатской части СССР. – Новосибирск : Наука, 1990. – С. 5–21. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 770).
157. Мяскова Е. И., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). – Новосибирск : Наука, 1977. – 176 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 303).
158. Мяскова Е. И., Никифорова О. И., Высоцкий А. А., Ивановский А. Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро: Сибирская платформа. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – 67 с.
159. Нагайцева Н. Н., Ленкин Е. Н., Дюжиков О. А. Пермско-триасовая туфолавовая толща северо-запада Сибирской платформы // Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. – Л., 1975. – С. 55–65.
160. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 5. Тунгусский бассейн / А. Э. Конторович, В. С. Старосельцев, В. С. Сурков и др. – Новосибирск, 1994. – 92 с.
161. Нижний палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы по материалам бурения / Ю. Я. Шабанов, В. А. Асташкин, Т. В. Пегель и др. – Новосибирск : Наука, 1987. – 207 с.
162. Никифорова О. И., Модзалевская Т. Л. Некоторые ландоверийские и венлокские брахиоподы северо-западной части Сибирской платформы // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Вып. 21. – Л., 1968. – С. 50–81.
163. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / под ред. Н. А. Флоренсова, И. П. Варламова. – М. : Недра, 1981. – 239 с. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 285).
164. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000 / под ред. А. Ф. Грачева. – М. : ГЕОС, 1998. – 147 с.
165. Новожилов Н. И. Вымершие лимнадиоидеи. – М. : Наука, 1970. – 237 с.
166. Обоничкая Е. К. К вопросу о возрасте туончанской свиты центральной части Тунгусской синеклизы // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Вып. 31. Материалы к III Международной палинологической конференции (СССР, Новосибирск, 19–25 июля 1971 г.). – Л., 1971. – С. 26–28.
167. Обоничкая Е. К. Палинокомплексы раннего триаса Средней Сибири // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск : Наука, 1986. – С. 82–88. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 648).
168. Обручев С. В. Итоги работ 1917–1924 гг. в Тунгусском угленосном бассейне // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. Новая серия. – 1929. – Т. 7 (42), вып. 1–2. – С. 20–49.
169. Огиенко Л. В., Бялый В. И., Колосницына Г. Р. Биостратиграфия ордовика и силура в Далдыно-Алакатском районе Якутии // Геология и геофизика. – 1983. – Т. 24, № 4. – С. 29–34.
170. Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск : Наука, 1979. – 264 с.
171. Опорный разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, А. Я. Бергер и др. – Новосибирск : Наука, 1985. – 175 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 629).
172. Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности / под ред. К. К. Макарова и Т. К. Баженовой. – Л. : Недра, 1981. – 211 с.

173. Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы / И. Н. Сулимов, Т. К. Баженова, В. И. Будников и др. – Л. : Недра, 1969. – 272 с. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 71. Серия: Нефтяная геология).
174. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы // Тектоника СССР. Т. 4. – М. : Изд-во АН СССР, 1959. – С. 5–344.
175. *Ошуркова М. В.* Возраст верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы по палинологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7, № 6. – С. 81–93.
176. *Павлов В. Э., Галле И.* Новые данные по магнитостратиграфии ордовика р. Мойеро (север Сибирской платформы) // ДАН СССР. – 1996. – Т. 348, № 2. – С. 245–251.
177. *Павлов Н. Д.* Структурно-геологические особенности некоторых дифференцированных интрузий верховьев бассейнов рек Вилюя и Оленека // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М. : Наука, 1966. – С. 29–42.
178. *Переладов В. П., Абаимова Г. П., Ядренкина А. Г.* и др. Нижнепалеозойские (ордовикские и силурийские) отложения Чириндинской площади (Север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 2. – С. 53–63.
179. Перечень месторождений и проявлений полезных ископаемых северо-запада Сибирской платформы (Дополнение к объяснительной записке к металлогенической карте северо-запада Сибирской платформы масштаба 1 : 500 000) / науч. ред. Е. В. Туганова. – Л., 1987. – 156 с.
180. Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3-е, испр. и доп. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 198 с.
181. *Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.* Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. – Л. : Недра, 1975. – 195 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 215).
182. *Покровский Б. Г., Зайцев А. В., Дронов А. В.* и др. Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемостратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – № 4. – С. 310–336.
183. *Полунин Б. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Верхневилуйская серия. Лист Q-48-VI (р. Салка). – СПб., 1993.
184. *Полунин Б. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Верхневилуйская серия. Лист Q-48-XI, XII (р. Верх. Томба). – СПб., 1993.
185. *Пономарева О. С., Соболев П. Н.* Геохимические исследования органического вещества нижнерифейской усть-ильинской свиты Западного Прианбарья (Ангаро-Котуйский рифейский палеопрогиб) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 3 (15). – С. 63–67.
186. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 29. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. – 36 с.
187. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 131 с.
188. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 42. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. – 64 с.
189. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 43. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. – 47 с.
190. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 44. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. – 67 с.
191. Прогнозирование и поиски коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе. Методическое пособие / И. В. Серов, О. С. Граханов, Д. А. Кошкарев и др. – Мирный : АЛРОСА, 2020. – 155 с.
192. *Радченко Г. П., Шведов Н. А.* Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна реки Нижней Тунгуски. – Л. ; М. : Изд-во Главсевморпути, 1940. – 140 с. (Труды АНИИ. Т. 157).
193. *Радько В. А.* Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 225 с.

194. Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых и др. – Новосибирск : Наука, 1992. – 193 с. (Труды ИГиГ СО РАН. Вып. 789).

195. Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка. Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) / под ред. С. С. Сухова, Т. В. Пегель, Ю. Я. Шабанова. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2021. – 59 с.

196. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979 г. Ч. II. Средний и верхний палеозой. – Новосибирск, 1982. – 129 с.

197. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. (Новосибирск, 1979 г.). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. – 215 с.

198. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. – Л., 1983. – 83 с.

199. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири, Новосибирск, 1978 г. – Новосибирск, 1981. – 91 с.

200. Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы, Новосибирск, 1986 г. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1989. – 64 с.

201. *Розен О. М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3–21.

202. *Розен О. М., Левский Л. К., Журавлев Д. З.* и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14, № 6. – С. 3–24.

203. *Розова А. В.* Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. – М. : Наука, 1968. – 196 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 36).

204. *Савинский К. А.* Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. – М. : Недра, 1972. – 168 с.

205. *Савинский К. А., Савинская М. С.* Основные типы земной коры Сибирской платформы по данным региональных геофизических исследований // Геология и геофизика. – 1977. – № 12. – С. 28–36.

206. *Садовников Г. Н.* О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1964. – № 11. – С. 68–77.

207. *Садовников Г. Н.* Стратиграфия верхнего палеозоя восточного крыла Тунгусской синеклизы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 4. – С. 41–54.

208. *Садовников Г. Н.* Возраст сибирских вулканитов по их соотношению с типом границы перми и триаса для неморских отложений // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2014. – № 2. – С. 75–78.

209. *Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф.* О пограничных отложениях перми и триаса северной и восточной окраин Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1997. – Т. 5, № 1. – С. 14–20.

210. *Салихов Р. Ф., Салихова В. В., Иванюшин Н. В., Охлопков В. И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Верхневиллоиская. Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объяснительная записка. – М. : МФ ВСЕГЕИ, 2013. – 284 с.

211. *Салон Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л. : Наука, 1982. – 343 с.

212. *Сенников Н. В.* Граптолитовые комплексы в верхнем ордовике и нижнем силуре Восточной Сибири // Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Сборник научных трудов. – Новосибирск : ИГиГ, 1979. – С. 46–56.

213. *Сенников Н. В.* Граптолиты палеозоя Средней Сибири: Систематика, филогения, биохронология, биологическая природа, палеозоогеография. – Новосибирск : Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. – 227 с. (Труды ОИГГМ. Вып. 826).
214. Силур северо-запада Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, О. Н. Симонов, Е. О. Ковалевская и др. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 405 с.
215. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Л. С. Базарова и др. – Новосибирск : Наука, 1979. – 94 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 410).
216. *Соболев В. С.* Петрология траппов Сибирской платформы. – Л. : Изд-во Главсевморпути, 1936. – 224 с. (Труды Арктического ин-та. Т. 43).
217. *Старицына Г. Н.* Рудоносность траппов северо-восточного борта Тунгусской синеклизы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Вып. 17. – Л., 1970. – С. 84–95.
218. *Старосельцев В. С.* Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. – М. : Недра, 1989. – 259 с.
219. *Старосельцев В. С.* Трансрегиональные линеаменты и движения плит // Разведка и охрана недр. – 2007. – № 8. – С. 15–20.
220. *Старосельцев В. С.* Актуальные проблемы тектоники нефтегазоперспективных регионов. – Новосибирск : Наука, 2008. – 211 с.
221. *Старосельцев В. С.* Проблема выделения рифтогенных прогибов – перспективных тектонических элементов активного нефтегазообразования // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 4. – С. 475–483.
222. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы / науч. ред. Р. Г. Матухин. – Новосибирск, 1995. – 81 с.
223. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 95 с.
224. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. – 92 с.
225. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. – Л. : Недра, 1977. – 535 с.
226. Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. – Л. : Недра, 1991. – 555 с.
227. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия / С. С. Сухов, Ю. Я. Шабанов, Т. В. Пегель и др. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2016. – 497 с.
228. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы / А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина, А. В. Тимохин и др. – Новосибирск : Гео, 2007. – 269 с.
229. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Н. В. Мельников, М. С. Якшин, Б. Б. Шишкин и др. – Новосибирск : Гео, 2005. – 432 с.
230. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Т. В. Лопушинская и др. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 403 с.
231. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система / А. М. Казаков, А. Г. Константинов, Н. И. Курушин и др. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 326 с.
232. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы / отв. ред. Б. С. Соколов, Ю. И. Тесаков. – Новосибирск : Наука, 1975. – 254 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 200).
233. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы / под ред. Б. В. Ткаченко. – Л. : Гостоптехиздат, 1959. – 211 с. (Труды НИИГА. Т. 101).
234. Стратиграфия СССР. Триасовая система / отв. ред. Л. Д. Кипарисова, Г. П. Радченко, В. П. Горский. – М. : Недра, 1973. – 557 с.
235. Структура и эволюция земной коры Якутии / отв. ред. В. В. Ковальский. – М. : Наука, 1985. – 247 с.

236. Структура фундамента платформенных областей СССР. Объяснительная записка к Тектонической карте фундамента территории СССР масштаба 1 : 5 000 000. – Л. : Наука, 1974. – 400 с.

237. Стулов А. Т., Бардеева М. А., Бобкова З. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Листы Q-48-IX, X (верховья р. Мойерокан), Q-48-XIII, XIV (р. Далкит), Q-48-XV, XVI (р. Майгундахон). Объяснительная записка. – М., 1999. – 125 с.

238. Сурков В. С., Варламов А. И., Ефимов А. С. и др. Консолидированная кора платформенных областей Сибири // Разведка и охрана недр. – 2007. – № 8. – С. 3–9.

239. Сурков В. С., Гришин М. П., Ларичев А. И. История становления Сибирского кратона и нефтегазоносность рифейских отложений // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1994 год. Ч. 2. – Новосибирск, 1996. – С. 13–18.

240. Сурков В. С., Кузнецов В. Л., Лотышев В. И. Глубинное строение земной коры нефтегазоносных провинций Сибири // Разведка и охрана недр. – 2003. – № 11–12. – С. 6–8

241. Сухов С. С. Фациально-стратиграфическая модель Далдыно-Мархинской банки – иллюстрация закономерностей карбонатакопления на Сибирской платформе // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы Второго Всероссийского литологического совещания и Восьмого Всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам (5–7 июня 2001 г., Сыктывкар). – Сыктывкар : Геопринт, 2001. – С. 237–239.

242. Сухов С. С. От слоистой структуры осадочных бассейнов к палеореконструкциям (о некоторых седиментологических причинах ошибок в тектонических и геоисторических реконструкциях Сибирской платформы и смежных территорий) // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири. Материалы 1-й научно-практической конференции. Т. 1. – Новосибирск : СНИИГиМС, 2014. – С. 231–235.

243. Сухов С. С., Варламов А. И. Кембрийские рифовые образования Якутии (к истории исследований и перспективам их нефтегазоносности) // Актуальные вопросы геологии нефти и газа Сибирской платформы. – Якутск : ЯФ изд-ва СО РАН, 2004. – С. 63–78.

244. Сухов С. С., Пегель Т. В., Шабанов Ю. Я. Региональная стратиграфическая схема кембрия Сибирской платформы нового поколения: какой ей быть? // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. – СПб. : ВНИГРИ, 2007. – С. 266–282.

245. Сухов С. С., Фомин А. М., Моисеев С. А. Палеогеография как инструмент реконструкции кембрийского рифообразования на востоке Северо-Тунгусской нефтегазоносной области: от истории исследований к перспективам [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2018. – Т. 13, № 3. – URL: http://www.ngtp.ru/gub/4/27_2018.pdf (дата обращения: 15.09.2022 г.).

246. Гальвирский Д. Б., Яганцев Э. М., Млотэк В. И., Богданов М. С. Методика и результаты комплексной интерпретации геофизических полей в пределах Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1971. – № 4. – С. 107–116.

247. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М. : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

248. Тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка / Н. С. Малич, Е. В. Туганова, Н. Н. Тазихин и др. – Л., 1980. – 192 с.

249. Тектоническая карта Сибирской платформы. Масштаб 1 : 1 500 000 / гл. ред. Н. С. Малич. – М., Аэрогеология, 1980.

250. Тектоническая карта фундамента территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000 / гл. ред. Д. В. Наливкин. – М. : Аэрогеология, 1974.

251. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000 / отв. ред. К. Б. Мокшанцев. – М. : ГУГК, 1976.

252. Тесаков Ю. И. Силурийский бассейн Восточной Сибири. – Новосибирск : ИНГ СО РАН, 2012–2015. Т. 1. – 2012. – 445 с.; Т. 2. – 2013. – 474 с.; Т. 3. – 2014. – 390 с.; Т. 4. – 2015. – 415 с.

253. Тесаков Ю. И., Шпунт Б. Р. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений междуречья Оленека и Моркоки (Сибирская платформа) // Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы. – М. : Наука, 1967. – С. 75–85.
254. Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые центральной части Тунгусского бассейна. – Л. ; М. : Изд-во Главсевморпути, 1941. – 136 с. (Труды Горно-геологического управления Главного управления Северного морского пути при СНК СССР. Т. 11).
255. Толмачев И. П. Объяснительная записка к географической и геологической карте стоверстного масштаба района Хатангской экспедиции 1905 г. // Известия Императорского Русского географического общества. – 1912. – Т. 48, вып. 6. – С. 375–393.
256. Толстых А. Н. Позднепалеозойская флора восточной части Тунгусской синеклизы. – М. : Наука, 1969. – 125 с.
257. Томшин М. Д., Копылова А. Г., Салихов Р. Ф. Нижне-Томбинский трапповый комплекс как многофазная интрузия (северо-восток Тунгусской синеклизы) // Отечественная геология. – 2016. – № 6. – С. 52–61.
258. Тузанова Е. В., Малич Н. С. Интрузивные траппы и перспективы никеленосности северо-восточной части Тунгусской синеклизы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Вып. 10. – Л., 1967. – С. 131–143.
259. Тузанова Е. В., Малич Н. С. Перспективы выявления рудных районов норильского типа на территории Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. – 1994. – № 2. – С. 71–82.
260. Туркина О. М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. – 2010. – Т. 18, № 2. – С. 168–187.
261. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка / науч. ред. В. С. Волкова, Б. А. Борисов, В. А. Камалетдинова. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – 89 с.
262. Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых и др. – Новосибирск : Наука, 1986. – 216 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 666).
263. Федоренко В. А., Дюжиков О. А. Периодизация позднепалеозойско-раннемезозойского вулканизма Норильского района Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1980. – № 12. – С. 133–137.
264. Филищев Ю. А. Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 4 (8). – С. 30–47.
265. Филищев Ю. А., Дивина Т. А., Ларичев А. И. Геохимические предпосылки нефтегазоносности Северо-Тунгусской НГО (по материалам бурения на Ледянской и Чириндинской площадях) // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1992–1993 годы. Ч. 1. – Новосибирск : Изд-во Сибирского отделения РАН ; НИЦ ОИГГМ, 1995. – С. 145–146.
266. Филищев Ю. А., Мельников Н. В., Ефимов А. С. и др. Нижне-среднекембрийский рифогенный барьер на севере Сибирской платформы – объект первоочередных нефтегазописковых работ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 2 (18). – С. 25–35.
267. Филищев Ю. А., Мельников Н. В., Ефимов А. С. и др. Прогноз геологического строения и перспектив нефтегазоносности вендских отложений Курейской синеклизы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 1 (17). – С. 12–18.
268. Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических исследований и перспективы ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. – 1964. – № 10. – С. 21–32.
269. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М. : КДУ, 2005. – 559 с.

270. Хахлов В. А. О расчленении пермокарбонатовых отложений северо-западной части Азии // Вестник Западно-Сибирского геологического треста. – 1937. – № 1. – С. 30–42.
271. Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г., Гриб В. П. Особенности геотемпературного поля областей кимберлитового магматизма // Отечественная геология. – 1993. – № 4. – С. 66–70.
272. Черенков В. Г., Бененсон А. В., Новицкая Л. И., Меннер В. В. Остатки девонских рыб в бассейне р. Нижнего Вилюйкана (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. – 1978. – № 2. – С. 152–153.
273. Черная Т. А. Проблемы биостратиграфии алмазоносных терригенных толщ Западной Якутии. – Мирный, 2002. – 142 с.
274. Шаблинская Н. В., Буданов Г. Ф., Лазарев В. С. Промежуточные комплексы платформенных областей СССР и их нефтегазоносность. – Л.: Недра, 1990. – 179 с.
275. Шемин Г. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 466 с.
276. Ядренкина А. Г. Брахиоподы верхнего кембрия и ордовика северо-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Западно-Сибирское книжное изд-во, 1974. – 164 с. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 151).
277. Ядренкина А. Г., Каныгин А. В., Москаленко Т. А. Типовой разрез ордовика восточного борта Тунгусской синеклизы // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. – С. 46–53.
278. Ядренкина А. Г., Сычев О. В., Абаимова Г. П. и др. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений Айхальского района Сибирской платформы по материалам бурения // Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 17–25. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 584).
279. Ян Г. Х., Фишер Э. Л. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Тунгусская. Лист Q-48-XXXV, XXXVI (р. Юнээн). Объяснительная записка. – М., 1985. – 89 с.
280. Burgess S. D., Bowring S. A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Sci. Adv. – 2015. – Vol. 1, iss. 7.
281. Reichow M. K., Pringle M. S., Al'Mukhamedov A. I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – Vol. 277, iss. 1–2. – Pp. 9–20.
282. Williams I. S., Hergt J. M. U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon // Beyond 2000: New Frontiers in Isotope Geoscience, Lorne, 2000; Abstracts and Proceedings. – Melbourne: Eastern Press, 2000. – Pp. 185–188.

Фондовая

283. Агеев А. Н., Маркина Л. А., Останина Н. В. и др. Отчет о поисковых работах с целью прогнозной оценки южной части Нижнетунгусского шпатоносного р-на за 1979–1983 гг. – М., 1983. Росгеолфонд, № 403702.
284. Александров А. В. Геологическое строение, угленосность и качественная оценка углей бассейна верхнего течения р. Вилюй (Лаборатория угля, 1957–1959 гг.). – Якутск, 1959. Росгеолфонд, № 221802.
285. Антонов В. А., Жураковский Б. А. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1:200 000 на Восточно-Туринской площади. Листы Q-48-XXVI, XXVII, XXVIII, XXXII, XXXIII, XXXIV; P-48-IV (Работы Восточно-Туринской партии за 1978–1979 гг.). – Красноярск, 1979. Росгеолфонд, № 378435.
286. Бабаян Г. Д., Уаров В. Ф., Подваркова И. В., Бондарь И. Д. Строение земной коры центральной и южной частей Якутской алмазоносной провинции (отчет о работе Мархинской партии за 1974–1977 гг.). – Якутск, 1977. Росгеолфонд, № 362655.

287. *Баженова Т. К., Вожов В. И., Гурари Ф. Г.* и др. Геохимия и гидрогеология нижне-среднепалеозойских отложений Тунгусского возможно нефтегазоносного бассейна в связи с перспективами его нефтегазоносности. – Новосибирск, 1969. Росгеолфонд, № 298807.

288. *Баранов А. Н., Ситников В. С., Семенюк В. С.* и др. Отчет о поисково-разведочных работах на исландский шпат партии № 13 за 1965 г. – Л., 1966. Росгеолфонд, № 270923.

289. *Барсков Е. А., Кичкина С. С., Макарова Ш. Д.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и поисках месторождений полезных ископаемых в бассейнах средних течений рек Котуй, Маймеча, Чангада, верхних течений рек Анабар, Кукусунда, в бассейнах рек Тукалаан и Аганыли. Листы R-47-XXIII, XXIV, XXIX, XXX; R-48-XIX, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX (партия № 5, работы 1971–1976 гг.). – М., 1976. Росгеолфонд, № 354291.

290. *Безземельная Г. В., Чунихина Л. Д., Щельников С. И., Якимова Р. М.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в бассейне рек Мойеро и Котуй. (Котуйская с/п № 90/90–92, Котуйская с/п № 94/91–93). Листы R-47-XXIX, XXX, XXXV, XXXVI; R-48-XXV, R-48-XXXI–XXXIII; Q-47-VI; Q-48-I-V, VII–XI. – Енисейск, 1993. Росгеолфонд, № 464304.

291. *Белостоцкая И. Ф., Боручинкина А. А., Жуков В. Г.* и др. Геологическое строение района центральной части Сибирского плато (междуречья Вилюя, Мойеро и Н. Тунгуски), части листов Q-47,48. (Материалы к Государственной карте СССР м-ба 1 : 1 000 000). – М., 1954. Росгеолфонд, № 172384.

292. *Беляев С. Ю., Еремин Ю. Г., Конторович А. Э.* и др. Создание пакета структурно-тектонических карт нефтегазоперспективных комплексов нижнего кембрия, венда, рифея масштаба 1 : 1 000 000. – Новосибирск, 2006. Росгеолфонд, № 486975.

293. *Бененсон А. В., Костицына Л. В., Карева Е. В., Болотов Л. М.* Отчет о геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Листы Q-48-XIX, XX (партия № 7, 1968–1971 гг.). – М., 1972. Росгеолфонд, № 321680.

294. *Бердников В. И., Шульгин Ю., Метрикин Д. С.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Кочечумской площади. Листы Q-47-XV, XVI, XVII, XXI, XXII, XXIII, XXIV. (Работы Эвенкийской партии за 1981–1982 гг.). – Красноярск, 1982. Росгеолфонд, № 397473.

295. *Бискэ С. Ф., Гольбурт Т. Л., Иванов Ф. И.* и др. Геологическое строение района верховьев рек Оленек, Арга-Сала, Мойеро и истоков рек Марха и Маркока. (Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 экспедиции НИИГА № 60 за 1952 г.) – Л., 1953. Росгеолфонд, № 169217.

296. *Бобров В. Н., Бардеева М. А., Клейкова Н. И.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-48-XXXI, XXXII (Ессей), R-48-XXXIII, XXXIV (озера Арыылаах). Серия Тунгусская. Листы Q-48-I, II (оз. Еромо), Q-48-III, IV (Хунгтукун), Q-48-VII, VIII (Делингдэкон) [Объяснительная записка, авторский макет]. – М., 1998.

297. *Болотов В. И., Турчин А. В., Глушков В. М.* и др. Подготовка к изданию геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 Эвенкийского автономного округа. – Красноярск, 1999. Росгеолфонд, № 472463.

298. *Боручинкина А. А., Кичкина С. С.* Изучение стратиграфии вулканогенных триасовых отложений Тунгусской синеклизы. (Отчет партии № 12, работы 1967–1969 гг.) – М., 1969. Росгеолфонд, № 296700.

299. *Борщева Н. А., Быстрова Г. А.* Геологическое строение северо-восточной части листа Q-48-V-VI. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на междуречье Арга-Салаа–Салка, проведенной партией № 5 Аргасалинской экспедиции НИИГА в 1956 г. (Материалы к Государственной геологической карте СССР м-ба 1 : 200 000). – Л., 1957. Росгеолфонд, № 196775.

300. *Борщева Н. А., Духанин С. Ф.* и др. Геологическое строение района междуречья Мойерокана, Верхней Томбы и Среднего Вилюйска. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, произведенной партиями № 1 и 2 экспедиции НИИГА № 90 в 1954 г.) – Л., 1955. Росгеолфонд, № 181832.

301. Бубнов В. М., Татаринов А. В., Захаркин А. К. Результаты электроразведочных исследований в центрально-северо-восточной части Тунгусской синеклизы. (Отчет Котуйской электроразведочной партии по работам 1970 г.). – Красноярск, 1971. Росгеолфонд, № 313441.

302. Будников И. В., Девятков В. П., Сухов С. С. и др. Построить атлас палеогеографических карт фанерозоя Сибири масштаба 1 : 7 500 000. Отчет о НИР по базовому проекту 7.4-04/09. Гос. контракт № АМ-02-43/10. – Новосибирск, 2012. Росгеолфонд, № 506755.

303. Бурмин В. И., Лапшин Б. А., Ветчанинов А. П. и др. Результаты космоструктурного картирования масштаба 1 : 100 000 на Мойеровской площади. Отчет Северной геолого-поисковой партии по структурно-поисковым работам в 1989–1990 гг. Листы Q-48-III, VII, VIII, IX, X. – пос. Буровой, 1995. Росгеолфонд, № 468228.

304. Бутан В. А., Назимков Г. Д., Жуковин Ю. А. и др. Оперативный анализ геологоразведочных работ на нефть и газ, выполняемых за счет всех источников финансирования на территории Красноярского края (окончательный отчет по гос. контракту № 87). – Красноярск, 2009. Росгеолфонд, № 496237.

305. Варламова Л. А., Дашкевич Н. Н., Короткова Т. А. и др. Отчет о результатах региональных электроразведочных работ МТЗ вдоль реки Мойеро (Восточная ЭРП 1985–1986 гг.). – Енисейск, 1986. Росгеолфонд, № 426141.

306. Васильев Г. А., Степанова О. С., Битнер А. К. Геологическое строение и оценка перспектив нефтегазоносности на площадях глубокого параметрического бурения (Красноярский край). (Геологический отчет по материалам бурения Кирамкинской-1 и Кочечумской-2 параметрических скважин). – Красноярск, 1985. Росгеолфонд, № 422317.

307. Васильев Н. А., Колесников В. И., Письменный В. А. Отчет о поисково-разведочных работах Нидымской партии на исландский шпат за 1955 г. – Красноярск, 1956. Росгеолфонд, № 192486.

308. Виноградова А. Г., Боголюбский В. А. Аэромагнитные исследования в пределах Северной и Центральной части Сибирской платформы. (Отчет о работах аэрогеологической экспедиции № 5 в 1954 г.). – М., 1955. Росгеолфонд, № 180426.

309. Волотовский А. Г., Ганин В. А. Отчет о результатах маршрутных поисковых работ на алмазы Верхне-Оленекской партии в бассейне р. Нижняя Томба за 1962 г. – пос. Нюрба, 1963. Росгеолфонд, № 248444.

310. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-48-49 – Айхал / В. Б. Обухов, Г. Н. Садовников, Э. Ф. Орлова и др. – Л., 1985. Фонды ПГО «Аэрогеология», Космоаэрогеологическая экспедиция № 3, № 734/1.

311. Германов Е. К., Колдина Л. К., Берсенева В. П. Результаты аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 на листах Q-47-XXIX, XXX; Q-48-XXV–XXXVI (южные части), XXI–XXIV, XXVII–XXX. (Отчет Аэрогеофизической партии за 1974–1976 гг.). – М., 1976. Росгеолфонд, № 355748.

312. Германов Е. К., Семенова Л. Б., Чебоксаров В. А., Колдина Л. К. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 на площади листов R-48-XXXI (юг), XXXIII, Q-47-V, VI, Q-48-I–IV, VIII (восток), IX, X, XV, XVI за 1976–1980 гг. – М., 1980. Росгеолфонд, № 384542.

313. Германов Е. К., Шанина А. И., Колдина Л. К. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейне верхнего течения р. Оленек за 1977 г. – Красноярск, 1978. Росгеолфонд, № 366285.

314. Гладких А. В., Ельшиевич И. С., Левина А. П. и др. Геолого-геоморфологические исследования и поисковые работы на алмазы в бассейнах рек Кочечумо, Туру и Корвунчаны. (Отчет о работах поисково-съемочной партии № 29 в Илимпейском районе Эвенкийского нац. округа Красноярского края в 1951 г.). – Иркутск, 1952. Росгеолфонд, № 161120.

315. Гоголева Р. А., Торопчинов В. П., Морозова Н. Е. Отчет о результатах поисковых аэромагнитных работ масштаба 1 : 25 000, проведенных в бассейнах рек Верхней и Нижней Томбы в 1974 г. (Томбинский объект). – пос. Нюрба, 1975. Росгеолфонд, № 346736.

316. Гоголева Р. А., Торопчинов В. П., Морозова Н. Е., Сафронова Л. Ю. Отчет о результатах поисковых аэромагнитных работ масштаба 1 : 25 000, проведенных в бассейнах верх-

- них течений рек Арга-Салы, Верхн. и Нижн. Томбы, Верхн., Нижн. и Средн. Вилюйкана в 1975 году (Арга-Салинский объект). – пос. Ньюрба, 1976. Росгеолфонд, № 354273.
317. *Гольдберг И. С.* Геофизическое строение и перспективы нефтеносности восточной части Тунгусской синеклизы. Тема 719. – Л., 1959. Росгеолфонд, № 217750.
318. *Горев Н. И.* и др. Отчет по теме: «Прогнозный мониторинг алмазоперспективных территорий и площадей Сибирской платформы с целью обеспечения перспективного и оперативного планирования геологоразведочных работ АК «АЛРОСА». (Объект «Прогнозный-3»). Отчет за 2005–2009 гг. – Мирный, 2009. Росгеолфонд, № 501732.
319. *Горюнов Н. А., Вальчак В. И., Култышев В. Ю.* и др. Отчет о выполнении работ по объекту: «Региональные геофизические работы по профилю скв. Хошонская 256 – скв. Светлая 1 (Южно-Курейская с/п № 37/2006–2008)». – Енисейск, 2008. Росгеолфонд, № 493280.
320. *Горюнов Н. А., Вальчак В. И., Щербаков В. А.* и др. Отчет о выполнении работ по объекту: «Региональные сейсморазведочные работы в комплексе с гравиразведкой и аэро-геофизическими исследованиями по профилю скв. Хошонская 256 – р. Мойеро». (Гос. контракт № 63 от 16 июня 2008 г.). Мойеринская с/п № 53/08–10. – Красноярск, 2010. Росгеолфонд, № 499572.
321. *Грабовская Ж. М., Котков В. Н., Соколова Т. А., Втюрина Н. Я.* Геологическая карта масштаба 1 : 500 000 северо-западной части Сибирской платформы. Пояснительная записка. Подготовка к изданию геологической карты масштаба 1 : 500 000 северо-западной части Сибирской платформы. – Красноярск, 1988. Росгеолфонд, № 441421.
322. *Граханов О. С., Горев Н. И., Проценко Е. В.* и др. Отчет по теме: «Прогнозно-ревизионная оценка алмазодносных территорий Сибирской платформы с целью локализации площадей, перспективных на выявление кимберлитовых полей, и обеспечения планирования геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» в 2012–2015 гг. (объект «Прогнозно-ревизионный»)». – Мирный, 2015.
323. *Гриднев К. И., Азуреева Н. В., Агеев А. Н.* и др. Геологическое строение и шпатоносность долины среднего течения р. Туру. (Отчет партии № 18 за 1969 г.). – М., 1970. Росгеолфонд, № 303956.
324. *Гриднев К. И., Алукарин С. К., Куреева Л. Н.* и др. Геологическое строение и шпатоносность бассейнов р.р. Туру, Солокит и Кукуингда. (Отчет партии № 18 за 1971 г.). – М., 1972. Росгеолфонд, № 319807.
325. *Гриднев К. И., Орлов Ю. С., Раменская М. Е.* и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Кочечумо и результаты поисковых работ на исландский шпат. (Отчет партии № 18 за 1966 г.). – М., 1967. Росгеолфонд, № 279196.
326. *Гриднев К. И., Раменская М. Е., Азуреева Н. В.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Кочечумо и результаты поисковых работ на исландский шпат. (Отчет партии № 18 за 1967 г.). – М., 1968. Росгеолфонд, № 286661.
327. *Гришин М. П., Лотышев В. И.* Изучение структуры фундамента Сибирской платформы по комплексу геологических и геофизических материалов. – Новосибирск, 1977. Росгеолфонд, № 364327.
328. *Гришин М. П., Лотышев В. И., Сурков В. С.* и др. Тектоническая структура фундамента Сибирской платформы и связь ее со структурами платформенного чехла (тема № 987). – Новосибирск, 1980. Росгеолфонд, № 384076.
329. *Гришин М. П., Лотышев В. И., Сурков В. С.* и др. Исследование структуры земной коры, тектоники и рельефа поверхности фундамента Сибирской платформы. (Закл. отчет по теме: II А.VI.3./101(13) 26–2/94). – Новосибирск, 1983. Росгеолфонд, № 406264.
330. *Гришин М. П., Лотышев В. И., Сурков В. С.* и др. Отчет о научно-исследовательской работе: «Глубинная структура Сибирской платформы и оценка нефтегазонасности рифейских комплексов» (Закл. отчет по теме: II А.VI.3./101(13) 26–2/297). – Новосибирск, 1986. Росгеолфонд, № 427892.
331. *Гришин М. П., Пятницкий В. К., Мальцев Ю. Ф.* Методические основы комплексной интерпретации геофизических материалов с целью изучения фундамента и чехла Сибирской платформы. (Отчет по теме № 443). – Новосибирск, 1971. Росгеолфонд, № 315889.
332. *Давыденко Д. Б., Бекезина А. Г., Чебоксаров В. А.* Результаты аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 в междуречье Туру и Ейки и в бассейне р. Чангады на площади листов

Q-48-XXXXIII–XXXVI, R-47-XXXV–XXXVI. (Отчет по работам Туринской аэромагнитной партии за 1968 г.). – пос. Маклаково, 1969. Росгеолфонд, № 297170.

333. *Дараган-Суцов Ю. И.* История формирования вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Л., 1984. – 232 с. Фонды ВСЕГЕИ, № 15194.

334. *Дашкевич Н. Н., Болотнева Т. Н., Федорова А. В.* Особенности глубинного геологического строения приенисейской зоны Западно-Сибирской плиты в Кас-Туруханском междуречье на основе гравиметрических и других геолого-геофизических данных. Тематический отчет Кетской партии за 1994–1996 гг. – Красноярск, 1996. Росгеолфонд, № 469677.

335. *Дашкевич Н. Н., Витязь В. И., Карпинский Р. Б.* и др. Геолого-геофизические карты глубинного строения нефтегазоносных территорий и акваторий СССР. Листы: О–46, Q–45–48. (Отчет по теме: «Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных и составление полистных карт масштаба 1 : 1 000 000 листов О–46; Q–45–48; R–45, 48 и S–45, 46, 49 территории Красноярского края с целью прогноза нефтегазоносности»). – Красноярск, 1979. Росгеолфонд, № 380483.

336. *Дренов Н. В.* Строение верхней части осадочного чехла Тунгусской синеклизы и структурный контроль главнейших полезных ископаемых. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – М., 1972. – 38 с.

337. *Евграфов А. А., Бархатов И. П., Махнач Е. Н.* и др. Отчет о выполнении работ по объекту: «Проведение комплексных полевых геофизических работ для оценки перспектив нефтегазоносности зон развития рифейских, вендских и кембрийских рифовых систем в центральной части Сибирской платформы и подготовки объектов под параметрическое бурение». (Гос. контракт № 244 от 27.11.2014 г.). – Красноярск, 2016. Росгеолфонд, № 524563.

338. *Евграфов А. А., Вальчак В. И., Бобров Н. И.* и др. Создание опорного профиля Алтай – Северная Земля. Северная г/п № 2/1999–2004. – Енисейск, 2003. Росгеолфонд, № 482516.

339. *Евграфов А. А., Вальчак В. И., Култышев В. Ю.* и др. Создание опорного профиля п. Тура – скважина Чириндинская-271 (северное продолжение профиля «Алтай – Северная Земля»). Чириндинская г/п № 44, 2007–2010 гг. – Красноярск, 2010. Росгеолфонд, № 499597.

340. *Евграфов А. А., Вальчак В. И., Култышев В. Ю.* и др. Отчет о выполнении работ по объекту: «Региональные геофизические работы в зоне сочленения Курейской синеклизы и Анабарской антеклизы на Виллойско-Мархинской площади» (Виллойско-Мархинская г/п № 08, 2011–2013 гг.). Гос. контракт № 3Ф-11 от 28 апреля 2011 г. – Новосибирск, 2013. Росгеолфонд, № 512738.

341. *Евграфов А. А., Вальчак В. И., Култышев В. Ю.* и др. Отчет о выполнении работ по объекту: «Комплексные геофизические работы в зоне развития ниже-среднекембрийского рифогенного барьера на восточном борту Курейской синеклизы на Верхневиллойчанской площади» (Красноярский край). (Гос. контракт № 38 от 08.05.13 г.). Верхневиллойчанская ГП № 13, 2013–2015 гг. – Красноярск, 2015. Росгеолфонд, № 523718.

342. *Евграфов А. А., Дашкевич Н. Н., Чунихина Л. Д., Валева Э. В.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ МОВ Турковской рс/п № 129/83–84 гг. вдоль реки Нижней Тунгуски. – Енисейск, 1984. Росгеолфонд, № 412360.

343. *Егоркин А. В., Акиншина Л. В., Артеменко Л. С.* и др. Строение земной коры и верхней мантии до глубины 700 км по профилям «Кратон» и «Кимберлит». – М., 2000. Росгеолфонд, № 475923.

344. *Ефимов А. С., Музыченко Ж. И.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОВ Турунской рсп 12/78–79 в среднем течении р. Нижней Тунгуски (от р. Учами до р. Чискова) и в долине р. Туру. – пос. Бор, 1979. Росгеолфонд, № 374214.

345. *Жуков К. А., Смирнов Е. В., Герт А. А.* и др. Мониторинг текущего состояния ГРП на распределенном и нераспределенном фонде недр, обобщение результатов и анализ состояния локализованных ресурсов нефти, газа и конденсата территории Сибирского федерального округа и Республики Саха (Якутия), разработка рекомендаций геологоразведочных исследований по перспективным направлениям на углеводородное сырье. Отчет по Гос. контракту № 6Ф-13 от 19.07.13 г. – Новосибирск, 2015. Росгеолфонд, № 520046.

346. *Забурдин К. С., Лопатин Б. Г.* Геологическое строение южной части листов R-48-XXXIII и XXXIV. (Отчет о геологической съемке с металлометрическим опробованием масштаба 1 : 200 000, проведенной партией № 1 Арга-Салинской экспедиции в 1956 г. на междуречье Мойеро – Аргаа-Салаа). – Л., 1957. Росгеолфонд, 196806.

347. *Зиза А. В., Медведев В. Ф., Подкопаев Е. И.* Маршрутно-поисковые исследования на участке Виллойских гор в верховьях рек Верх. и Ниж. Томбы (отчет по работам партий №№ 4, 5, 9 и 10 экспедиции НИИГА № 906 за 1955 г.). – Л., 1956. Росгеолфонд, № 191301.

348. *Зиза А. В., Подкопаев Е. И., Бычков И. Н.* и др. Геология и алмазонасность района междуречья Н. Томбы и Левого Нижнего Виллойкана (отчет о поисково-опробовательских работах партий № 3 и 7 экспедиции НИИГА № 90 за 1954 г.). – Л., 1955. Росгеолфонд, № 181800.

349. *Зинченко В. Н.* Нефтегазоносные комплексы ордовика и силура Запада Сибирской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Л., 1985. – 22 с.

350. *Зуев Е. Н., Зуева Л. А., Полтарацкая О. Л.* и др. Отчет о результатах электроразведочных работ МТЗ на Моркокинской площади (Моркокинская ЭРП 24/79-80). – Якутск, 1980. Росгеолфонд, № 380593.

351. *Ивлев Н. Ф.* Стратиграфия и литолого-геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности кембрийских доломитовых толщ Западного Прианабарья. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Новосибирск, 1979. – 19 с.

352. *Калистратов Ю. А., Дашкевич Н. Н., Калистратова Л. Н., Федунова И. А.* Отчет о результатах региональных работ МОВЗ в бассейне реки Котуй (Котуйская партия № 113/84-86). – Енисейск, 1986. Росгеолфонд, № 427273.

353. *Калистратова Л. Н., Вальчак В. И., Сагитов Ф. В.* и др. Оценка перспектив нефтегазоносности рифейских, вендских и рифогенных кембрийских отложений на Кислоканской площади в юго-восточной части Курейской синеклизы. Отчет Кислоканских с/п № 06, 82, 84/2006-09. – Красноярск, 2010. Росгеолфонд, № 495835.

354. *Каспарова Е. А.* и др. Отчет о результатах работ Енисейской аэромагнитной экспедиции в северо-восточной части Красноярского края и западных районах Якутской АССР за 1960 г. – Л., 1961. Росгеолфонд, № 230718.

355. *Кирсанов А. А., Липияйнен К. Л., Литвинова Т. П.* и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Создание много- и гиперспектральной дистанционной и геофизической основы для обеспечения работ по составлению Госгеолкарт 200/2 и Госгеолкарт 1000/3». Гос. контракт № АМ-02-34/27 от 27.03.12 г. – СПб., 2014. Росгеолфонд, № 515560.

356. *Конторович А. А., Назимков Г. Д., Жуковин Ю. А.* и др. Отчет по теме: «Составление новой структурно-тектонической карты и карты нефтегазогеологического районирования территории Средней Сибири». – Красноярск, 2002. Росгеолфонд, № 478785.

357. *Коробков И. Г.* Отчет о проведении научно-исследовательских работ по теме: «Геологическая научно-методическая экспертиза материалов ГРП, ОМР, НИР и анализ научных и технологических разработок с целью их последующего использования в геологоразведочном производстве АК «АЛРОСА» (объект «Экспертный-5»). – Мирный, 2007. Фонды ЯНИГП ЦНИГРИ.

358. *Корсунов И. В., Седых Л. А., Барсуков Н. В.* и др. Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в бассейне р. Котуй. Отчет Чириндинской с/п № 123/87–89. Листы Q-47-V, Q-47-VI, Q-47-XI, Q-47-XII; Q-48-I. – пос. Тура, 1989. Росгеолфонд, № 446948.

359. *Корсунов И. В., Седых Л. А., Залиско Л. З.* Поисковые сейсморазведочные работы МОГТ в бассейне р. Котуй. Отчет Чириндинской с/п № 128/89–90. Листы Q-47-V, VI, XI, XII; Q-48-I. – пос. Тура, 1990. Росгеолфонд, № 458682.

360. *Корсунов И. В., Седых Л. А., Якимова Р. М., Безземельная Г. В.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в междуречье Н. Тунгуски – Котуя. Отчет Котуйской с/п № 130/88–92. Листы: Q-47-XI, XII, XVII, XVIII, XXIII, XXIV, XXIX; Q-48-II, VII, VIII. – пос. Тура, 1992. Росгеолфонд, № 464310.

361. *Корчагин О. А., Масленников М. А., Смирнов Е. В.* и др. Систематизация, анализ и обработка первичных геолого-геофизических материалов и ядра параметрических и

глубоких скважин с целью уточнения перспектив нефтегазоносности слабоизученных территорий и оценки эффективности исследований на территории Сибирского федерального округа и Республики Саха (Якутия). Гос. контракт № 83 от 16.09.2016 г. – М., 2018. Росгеолфонд, № 533421.

362. *Кривчиков А. Ф., Чебоксаров В. А., Чапурин А. К., Добрякова А. Д.* Аэромагнитная съемка в помощь нефтегеологическому районированию на Вилюйской площади. Отчет Камовской партии о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 за 1988–1990 гг. на Вилюйской площади. Листы R-47-XXXVI (южная часть); R-48-XXXI–XXXV (южные части); Q-47-V, VI, XI (восточная часть), XII; Q-48-I–V, VII–X, XXXI–XXXV (южные части); P-48-II–V. – Лесосибирск, 1990. Росгеолфонд, № 454372.

363. *Криночкин Л. А., Килипко В. А., Гуляева Н. Г.* и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту: «Создание геохимических основ госгеолкарты-1000/3 листов Q-46, 48, актуализация геохимических основ листов P-49, M-52 (2–3 этапы)». – М., 2019. Росгеолфонд, № 536935.

364. *Круговых В. В.* Палинологическое обоснование пермо-триасовых вулканогенных образований западной части Сибирской платформы с составлением атласа миоспор. Отчет за 1992–1994 гг. – Красноярск, 1994. Росгеолфонд, № 466619.

365. *Крумс И. П., Кувшинчиков Д. П., Звонилкин Б. Д.* и др. Отчет поисково-разведочной партии № 4 за 1962 г. Лист Q-47-141, 142, 143, 144, 129, 130; P-47-9, 10, 11, 12, м-б 1 : 100 000. – М., 1963. Росгеолфонд, № 246417.

366. *Крумс И. П., Яреценко И. В.* Геологическое строение и кальцитонность верхнего течения р. Туру от хребта Ихомигдэ до р. Тэлтаул. (Отчет Северной геолого-поисковой партии за 1959 г.). – М., 1960. Росгеолфонд, № 221399.

367. *Крумс И. П., Яреценко И. В., Звонилкин Б. Д.* Геологическое строение и кальцитонность среднего течения р. Туру. (Отчет Северной поисково-разведочной партии за 1960 г.). – М., 1961. Росгеолфонд, № 229900.

368. *Крюков А. В., Зимин А. М., Шульгин А. Ю.* и др. Отчет о поисковых работах на алмазы на Оленекской площади. (Отчет Оленекской партии за 1976–1980 гг.). – Красноярск, 1980. Росгеолфонд, № 385521.

369. *Кудряшова В. И., Четвериков Л. И.* Отчет о поисково-съёмочных работах в бассейне р. Ниж. Тунгуски (р. Желемикит – р. Кочечумо) Илимпейского района Эвенкийского национального округа Красноярского края в 1952 г. (Промежуточный отчет отрядов № 1, 2 партии № 18 за 1952 г.). – М., 1953. Росгеолфонд, № 169221.

370. *Куренной В. В., Пугач С. Л., Тихоненков Ю. Э.* и др. Гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка. – М., 2004. Росгеолфонд, № 484080.

371. *Кутырева М. Э., Шокальский С. П., Застрожных А. С.* и др. Создание, актуализация и подготовка к изданию сводных и обзорных карт геологического содержания территории России и прилегающих акваторий. – СПб., 2019. Росгеолфонд, № 537443.

372. *Ларичев А. И.* Геохимические критерии нефтегазоносности и история нефтегазообразования в верхнедокембрийских отложениях Сибирской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Новосибирск, 1981. – 21 с.

373. *Левин Д. В., Крюков С. М., Польшкин Я. И.* Региональная аэромагнитная съемка Тунгусской синеклизы и площадная съемка Котуйского района. Отчет о работе аэромагнитной экспедиции за 1957 г. – Л., 1958. Росгеолфонд, № 206793.

374. Легенда Анабаро-Вилюйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / гл. ред. М. С. Машак. – СПб., 2009.

375. Легенда Верхневилюйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия) / автор Ю. А. Дукардт; гл. ред. М. С. Машак. – Якутск, 2000.

376. *Лоджевская М. И., Соловьев Б. А., Кондратьев А. Н.* и др. Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, субъектов

- федерации и крупных нефтегазоносных регионов по состоянию изученности на 01.01.2009 г. – М., 2012. Росгеолфонд, № 504431.
377. *Ляхов С. В., Чунихина Л. Д., Мерзликина Л. И.* Пересмотр и обобщение материалов МПВ по изучению рельефа и строения фундамента западной части Сибирской платформы. (Тематическая партия № 205/90–92). – Енисейск, 1993. Росгеолфонд, № 464747.
378. *Мазор Ю. Р., Кноблок С. В., Пискарев Ю. В.* и др. Прогнозные карты угленосности и качества углей восточной части Тунгусского бассейна в пределах Якутской АССР. – М., 1971. Росгеолфонд, № 317652.
379. *Майзелис С. Р., Гордонов Д. И.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки в восточной части Красноярского края и сопредельных районах Иркутской области и Якутской АССР за 1961 г. – Л., 1962. Росгеолфонд, № 239722.
380. *Макаров В. В., Хмельков А. М., Дмитриева С. Е.* и др. Отчет о результатах мелкомасштабных поисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Нижняя Томба, Могды, Моркока в 2011–2015 гг. (Объект Нижне-Томбинский). Лицензия ЯКУ 03070 КП. – пос. Айхал, 2015. Росгеолфонд, № 520901.
381. *Макматов Э. А., Горбонин А. П., Амирова О. К.* и др. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Чернышевской площади за 1989–1990 гг. (Чернышевская с/п № 6/89–90). – Якутск, 1991. Росгеолфонд, № 457769.
382. *Малов В. Г., Козлов Л. И.* Геологическое строение и алмазоносность района среднего и верхнего течения р. Аргаа-Салаа (отчет о геолого-поисковых работах масштаба 1 : 50 000 партии № 1 и о поисково-опробовательских работах партии № 8 Яральинской экспедиции НИИГА за 1956 г.). – Л., 1957. Росгеолфонд, № 196926.
383. *Масайтис В. Л., Козловская С. Ф.* Отчет о результатах работ маршрутной геолого-геоморфологической партии № 137 в верховьях р. Вилюй от оз. Хурунга до устья р. Улахан-Вавы и на Тунгусско-Вилюйском водоразделе в 1951 г. Отчет по теме № 8: «Выявление источников происхождения и путей переноса алмазов Сибирской платформы». – Л., 1952. Росгеолфонд, № 160065.
384. Материалы к Государственной геологической карте СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-48, 49 (Айхал) / Г. Н. Садовников и др. – 1991. – URL: <https://www.geokniga.org/maps/1902>.
385. *Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И.* и др. Отчет Верхне-Вилюйской партии о поисковых работах на никель за 1964–1965 годы в бассейнах верхних течений рек Верх. Томбы, Верх. Вилюйкана и Мойеркана. – пос. Нюрба, 1965. Росгеолфонд, № 265883.
386. *Мащак М. С., Пономаренко А. И., Панкратов А. А.* и др. Отчет Верхне-Вилюйской партии о поисковых работах на никель за 1963–1964 гг. в бассейнах верхних течений рек Средний и Нижний Вилюйкан и Верхней и Нижней Томбы (Оленекский район). – пос. Нюрба, 1964. Росгеолфонд, № 254737.
387. *Мащак М. С., Пономаренко Г. А., Пономаренко А. И.* и др. Отчет Биллээхской партии о результатах поисковых работ на никель в бассейне верхнего течения р. Вилюй за 1962 г. – пос. Нюрба, 1963. Росгеолфонд, № 247824.
388. Методические рекомендации по применению классификации запасов и ресурсов нефти и горючих газов. Утверждено распоряжением Минприроды России от 01.02.2016 № 3-р. – URL: <https://docs.cntd.ru/document/420341279>.
389. Методическое руководство по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации / ред. комиссия: О. С. Каспаров, А. И. Варламов, А. Э. Конторовича и др. – М. : ВНИГНИ, 2018 (проект).
390. *Мигурский Ф. А., Смирнов Е. В., Мельников Н. В.* и др. Оценка ресурсного потенциала нефтегазоносности Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции на основе моделирования процессов формирования залежей УВ по технологии бассейнового моделирования. – Новосибирск, 2010. Росгеолфонд, № 497486.
391. *Милосердова Р. И., Брахофгель Ф. Ф., Скундин В. С.* Поиски и ревизия точек шпатопроявления в бассейнах рек Ямбукан, Тембенчи, Кочечумо. (Трапеции Q-47-87–89, 99–102, 111–118, 120, 124, 125, 127–130 и Q-48-101–111, 123, 134, 135). Отчет о работе партии № 17 за 1954 г. – М., 1955. Росгеолфонд, № 180019.

392. Назимков Г. Д., Бабинцев А. Ф., Гутина О. В. и др. Литолого-фациальное районирование осадочного чехла территории западной части Сибирской платформы и составление коллекций сводных разрезов. (Окончательный отчет по х/д 104). – Красноярск, 2000. Росгеолфонд, № 475337.

393. Назимков Г. Д., Кузнецов Л. Л., Конторович А. А. и др. Переоценка перспективных и прогнозных локализованных ресурсов нефти и газа территории Эвенкийского АО и геолого-экономическая эффективность недропользования. (Отчет по х/д 140 с Комитетом «Эвенкияприродресурсы», Госконтракт № 8 от 01.03.1999). – Красноярск, 2001. Росгеолфонд, № 476995.

394. Назимков Г. Д., Кузнецов Л. Л., Куликов Д. П. и др. Составление каталога свитных границ в разрезах глубоких скважин, пробуренных в пределах Красноярского края по состоянию на 01.07.1994. Отчет по договору № 005 с Красноярскгеолкомом. – Красноярск, 1995. Росгеолфонд, № 467799.

395. Нешумаев В. А., Покровский Н. С., Корневский А. Г. и др. Составление дежурной структурно-тектонической карты Красноярского края м-ба 1 : 1 000 000 по состоянию на 01.01.1993 г. – Красноярск, 1993 Росгеолфонд, № 464584.

396. Никифорова О. И., Высоцкий А. А. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений верховьев рек Мойеро и Оленека. – Л., 1953. Росгеолфонд, № 167140.

397. Одегов В. А., Самков В. В., Четвергов А. П. Отчет о работах Анабарской гравиметрической партии за 1966–1967 гг. (гравиметрическая съемка м-ба 1 : 1 000 000 на листах Q-48, R-48 (юж. ч.), R-49 (сев. ч.). – Красноярск, 1968. Росгеолфонд, № 292057.

398. Острижных С. С., Болдушевская Л. Н., Кузнецов Л. Л. и др. Выделение и прогноз зон нефтегазоаккумуляции, локализация ресурсов в отложениях рифея-кембрия путем изучения пластов-коллекторов на территории нераспределенного фонда недр Эвенкийского АО. – Красноярск, 2003. Росгеолфонд, № 481639.

399. Падерин П. Г., Онищенко А. Н., Лазарев Ф. Д. и др. Опережающие геофизические исследования в пределах Хантайско-Рыбинского поднятия с целью оценки перспектив медно-никелевого оруденения. Отчет по Гос. контракту № 24 от 27.02.2012 г. – СПб., 2014. Росгеолфонд, № 516097.

400. Петров В. П., Пономарев Ю. И., Романов Е. Г. и др. Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-48-XXXI, XXXII (партия № 7, работы 1964–1967 гг.). – М., 1968. Росгеолфонд, № 291315.

401. Побережский В. А., Гильманов Д. Х., Музыка Г. М. и др. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Вилюй и нижнего течения р.р. Улахан-Вава и Сээн (листы Q-49-XXV, XXVI). Отчет о работе Вавуканской партии м-ба 1 : 200 000 за 1963–1964 гг. – пос. Нюрба, 1964. Росгеолфонд, № 257685.

402. Покровский Г. М., Дмитриев Ю. И., Гладких А. В., Близнюк А. К. Геолого-геоморфологические исследования и поисковые работы на алмазы в бассейнах р.р. Кочечумо и Воеволи-Хан. (Отчет о работах поисково-съемочной партии № 29 в Илимпейском районе Эвенкийского национального округа Красноярского края в 1952 г.). – М., 1953. Росгеолфонд, № 168348.

403. Полтарацкая О. Л., Попов Г. И., Колесов В. К. и др. Отчет о результатах электро-разведочных работ МТЗ на Оленекской площади за 1981–1982 гг. (Оленекская ЭРП № 50/81-82). – Якутск, 1982. Росгеолфонд, № 395892.

404. Полунин Б. Н., Алексеев Э. А., Попов И. П. и др. Материалы к геологической карте СССР м-ба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейнов верховьев рек Аргаа-Салаа, Оленёк, Нижний и Средний Вилюйканы, Могды и Моркоки. Листы: Q-48-VI, XI, XII, XVII, XVIII и Q-49-XIII. Отчет по групповой геологической съемке и доизучению, проведенным Оленекской партией в 1974–1979 гг. – пос. Нюрба, 1979. Росгеолфонд, № 374848.

405. Попов И. П., Пицальников В. И., Дядюх В. Н. и др. Отчет о результатах работ по проверке рекомендаций по прогнозу кимберлитовых полей в Далдыно-Алакитском алмазном районе и на сопредельных площадях в 1997–2001 гг. – пос. Айхал, 2001. Росгеолфонд, № 479793.

406. *Поршнев Г. И., Фрейберг Е. Н., Яшина З. И.* Геологическое строение и геоморфология бассейнов верхнего течения р. Мойеро и левых притоков верховьев р. Вилюя. (Отчет о результатах геологической съемки м-ба 1 : 1 000 000, произведенной экспедицией НИИГА № 79/93 партиями №№ 5 и 6 в 1954 г.). – Л., 1955. Росгеолфонд, № 185073.
407. *Предтеченский Н. Н., Бергер А. Я., Игнатович М. М.* и др. Закономерности осадконакопления в опорных разрезах ордовика и силура Сибирской платформы. – Л., 1976. Росгеолфонд, № 351122.
408. *Прибылов М. Ю., Чунихина Л. Д., Щадин П. Ю.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в междуречье Туру–Мойеро (Турунская с/п № 92/90–93). Листы Q-47-XII, XVIII, XXIV, XXX; Q-48-VII, XIII, XIX, XX, XXV. – Енисейск, 1993. Росгеолфонд, № 465715.
409. *Процко А. Н.* и др. Информационный отчет о результатах работ по объекту: «Выявление крупных нефтегазопромысловых объектов на западных склонах Непско-Ботуобинской антеклизы, Присяжно-Енисейской синеклизы, Сюгджерской седловины и прилегающих территорий по комплексу геологических, геофизических и гидрогазгеохимических методов». – М., 2020. Росгеолфонд, № 541511.
410. *Родионов Н. Т., Ерохин А. М.* Отчет (промежуточный) о работах поисково-съёмочной партии № 135 в бассейне верховьев р. Вилюя на отрезке от устья р. Могды до истоков в 1955 г. – пос. Нюрба, 1956. Росгеолфонд, № 192053
411. *Россихин А. А., Майерле Е. Э.* Геологический отчет о результатах работ по составлению аэрофотоструктурной карты м-ба 1 : 200 000 и сводной структурной карты на районы северо-западной части Сибирской платформы, в пределах листов R-46, R-47, Q-47, Q-48, за 1981–1984 гг. – с. Туруханск, 1984. Росгеолфонд, № 409627.
412. *Руднев О. Г., Князева Г. Д.* Отчет о гравиметрической съемке м-ба 1 : 200 000 на Юнээнской площади. Листы Q-48-XXXV, XXXVI, P-48-V (Южно-Горевская партия, 1985–1987 гг.). – Красноярск, 1987. Росгеолфонд, № 433574.
413. *Рудник Г. Б., Личнова И. М.* Отчет Ейкинской поисково-съёмочной партии за 1953 г. – М., 1954. Росгеолфонд, № 174089.
414. *Рыбаков Б. И., Лисицын А. Н.* Отчет (промежуточный) о работах поисковой партии № 135 в бассейне верхнего течения р. Вилюя в 1954 г. – Л., 1955. Росгеолфонд, № 183150.
415. *Рыбаков Б. И., Махлаев Л. В., Соловьев И. А.* Геологическое строение северо-восточной части листа Q-48-III, IV (отчет о съёмочно-поисковых работах партии № 2 Аргасалинской экспедиции в районе верховьев р. Арга-Салы в 1956 г.). – Л., 1957. Росгеолфонд, № 196823.
416. *Садовников Г. Н., Белозеров В. П., Шахотько Л. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения Нижней Тунгуски на участке Дегали–Порох (лист Q-46-XXXIV). Отчет о работе партии № 9 экспедиции № 5 в 1960 г. – М., 1961. Росгеолфонд, № 230796.
417. *Сапунова Г. А., Орлов Ю. С., Сапунов Ю. В.* и др. Отчет партии 13 о результатах поисковых (прогнозно-геологических) работ на исландский шпат в бассейне верхнего и среднего течения р. Ейки за 1985–1988 гг. Листы Q-48-XXXIV, XXXV, XXXVI, P-48-IV, V, VI. – М., 1988. Росгеолфонд, № 438575.
418. *Сарсадских Н. Н., Михайловская Л. Н., Кацанда В. Л., Сильченко К. Г.* Шлиховая карта Сибирской платформы. (Окончательный отчет партии № 26 за 1950–1956 гг.). – Л., 1956, Росгеолфонд, № 198580.
419. *Свириденко М. М., Вербицкая Н. В., Чубакова А. П.* и др. Создание комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листов R-46, R-47, P-59 и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-1000/3 листов R-49; R-52; P-39; P-55; O-37; M-54; Q-53; Q-60. – СПб., 2016. Росгеолфонд, № 524272.
420. *Скляр П. В., Гольдэр В. Э., Васильев Н. Т., Попов И. П.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы партии 281 в бассейнах верхних течений рек Ниж. Вилюйкан, Лев. Ниж. Вилюйкан и Могды в 1962 г. – пос. Нюрба, 1963. Росгеолфонд, № 246545.
421. *Скундин В. С., Азарова В. Г., Кукушкин Д. А.* Отчет о геолого-поисковых работах на исландский шпат в пределах южной части Тунгусской синеклизы. Части листов Q-47-XXX, XXXII, XXXIV, Q-48-XXV, XXVI. (Партия № 3. Работы 1971–1972 гг.). – М., 1973. Росгеолфонд, № 329048.

422. *Скундин В. С., Азарова В. Г., Фролов В. А.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Листы Q-48-XXXIII, XXXIV (партия № 8, работы 1964–1967 гг.). – М., 1968. Росгеолфонд, № 291314.

423. *Скундин В. С., Крумс И. П., Азарова В. Г., Кукотенко В. Ф.* Отчет о геолого-поисковых работах на исландский шпат в пределах северной части Тунгусской синеклизы листы Q-48-127 (южная часть) и Q-48-140 (южная часть) (Партия № 3, работы 1970–1971 гг.). – М., 1971. Росгеолфонд, № 315158.

424. *Софьянникова В. С., Богданова Е. В., Ушакова О. В.* Отчет о результатах параметрического и поискового бурения на Сохолохской, Танхайской, Моркокинской, Мегельянской и Алымджахской площадях по объекту: «Изучение возможностей использования материалов дистанционных съемок для решения задач нефтегазовой геологии в Якутской АССР». – пос. Кысыл-Сыр, 1990. Росгеолфонд, № 454887.

425. *Старосельцев В. С., Герт А. А., Жуков К. А.* и др. Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата НПП Сибирской платформы по состоянию изученности на 01.01.2009 г. – Новосибирск, 2012.

426. *Стрелков С. А.* Геоморфология и краткий геологический очерк бассейна р. Мойеро в связи с проблемой алмазоносности. (Отчет о маршрутных геолого-геоморфологических исследованиях вдоль р. Мойеро, произведенных партией № 6 экспедиции Н–60/61 в 1951 г.). – Л., 1952. Росгеолфонд, № 162482.

427. *Стрелков С. А.* Рельеф и рыхлые отложения бассейна р. Мойеро и верхнего течения р. Котуя в связи с проблемой алмазоносности. – Л., 1954. Росгеолфонд, № 173388.

428. *Сурков В. С., Гришин М. П., Ларичев А. И.* и др. Отчет о научно-исследовательской работе по договору 195: «Изучить рифейские отложения Сибирской платформы, выполнить количественную оценку перспектив нефтегазоносности и определить направления геологоразведочных работ на нефть и газ». – Новосибирск, 1991. Красноярский ТФГИ, № 31346.

429. *Терехина А. И.* Отчет о работах Сосновской гравиразведочной партии № 34/66 за 1966 г. – Иркутск, 1967. Росгеолфонд, № 276748.

430. *Торопчинов В. П., Гоголева Р. А., Морозова Н. Е.* Отчет о результатах аэромагнитных работ, проведенных в верховьях р. Моркоки в 1973 г. (Оленекский район ЯАССР). – пос. Нюрба, 1974. Росгеолфонд, № 338248.

431. *Труфанова А. Ф.* Геология и геоморфология бассейна среднего течения р. Н. Тунгуски и ее притоков рр. Апка, Ейка. (Отчет Наканновской партии Тунгусской экспедиции по работам 1948 г.) – Иркутск, 1949. Красноярский ТФГИ, № 5820.

432. *Федосеев Л. К., Борисов А. А., Мишин В. М.* и др. Государственная гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 на Джарской площади Республики Саха (Якутия). Листы R-48-XXXVI, R-49-XXXI, XXXII, Q-48-VI, Q-49-I, II; объем 19,2 тыс. кв. км. Отчет о результатах работ, выполненных в 2007–2010 гг. – Якутск, 2010. Росгеолфонд, № 497443.

433. *Филипцов Ю. А.* Нефтегазоносность верхнего протерозоя западной части Сибирской платформы. Диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Красноярск, 2015. – 449 с.

434. *Фишер Э. Л., Брызгалова М. М., Ян Г. Х.* и др. Отчет (промежуточный) о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной на водоразделе рек Ейки и Улахан-Вавы, на части листа Q-48-XXXV (партия № 9, 1965 г.). – М., 1966. Росгеолфонд, № 272697.

435. *Фишер Э. Л., Брызгалова М. М., Ян Г. Х.* Отчет (окончательный) о геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Листы Q-48-XXXV, XXXVI. (Партия № 9, работы 1965–1968 гг.). – М., 1969. Росгеолфонд, № 296602.

436. *Фортулатова Н. К., Швец-Тэнэнта-Гурий А. Г., Ларкин В. Н.* и др. Оценка перспектив развития ресурсной базы углеводородов в Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов по рифейским, вендским и кембрийским нефтегазоносным отложениям (окончательный отчет по Гос. контракту № ПС-03-34/59 от 09.11.2007 г.) – М., 2010. Росгеолфонд, № 496261.

437. *Хакимов А. Х., Цветкова А. В., Жуков В. Г.* и др. Отчет Вавинской партии о поисково-съёмочных работах на исландский шпат в бассейне р. Улахан-Вава за 1959 г. Алма-джакская эксп. 6 ГУ. – М., 1960. Росгеолфонд, № 221144.

438. *Хафизов Р. Н., Седых Л. А., Шевченко Ю. Ю., Свищева В. Ф.* Рельеф поверхности фундамента юго-восточной части Тунгусской синеклизы по сейсмическим данным. Отчет Таймуртинской ас/п № 85/84–87 о результатах региональных сейсморазведочных работ ТЗ МПВ, проведенных в 1984–1987 гг. в междуречье Чуни–Нижней Тунгуски–Виллоя. Листы Q-48-XX–XXII, XXVI–XXVIII, XXXII–XXXIV; P-47-VIII–XII, XIV–XVIII; P-48-II, III, VIII, XIII, XIV, XIX. – пос. Тура, 1987. Росгеолфонд, № 433448.

439. *Хафизов Р. Н., Седых Л. А., Якимов А. М.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ ТЗ МПВ в центральной и восточной части Тунгусской синеклизы (Тунгусская ас/п № 8/84–86). – пос. Тура, 1986. Росгеолфонд, № 426470.

440. *Херувимова Е. Г.* Аэромагнитные исследования в пределах Центральной и Восточной частей Сибирской платформы. (Отчет о работах аэрогеологической экспедиции № 5 в 1953 г. Том IV). – М., 1954. Росгеолфонд, № 172332.

441. *Хордилайнен Ю. А., Панин А. Л.* Отчет отрядов 212 и 213 о поисках алмазов в бассейнах рек Алакита и Нижней Томбы. (Промежуточный отчет по работам за 1954–1955 гг.). – пос. Нюрба, 1956. Росгеолфонд, № 197032.

442. *Цейтлин С. М., Воскресенская Н. А.* Геология, геоморфология и алмазоносность бассейна среднего течения р. Н. Тунгуски (отчет партии № 210 о геолого-геоморфологических исследованиях и поисковых работах на алмазы, проведенных в бассейне среднего течения реки Н. Тунгуски в 1947–1949 гг. и 1951–1954 гг.). – М., 1957. Росгеолфонд, № 7823.

443. *Чагай Г. А., Дашкевич Н. Н., Чунихина Л. Д.* и др. Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ ТЗ МПВ в междуречье Нижней Тунгуски–Котуя. – Енисейск, 1984. Росгеолфонд, № 415440.

444. *Чатурин А. К., Кривчиков А. Ф., Юровских В. Н.* и др. Аэромагнитная съемка в помощь нефтегеологическому районированию междуречья Подкаменной и Ниж. Тунгусок. Отчет Тунгусской партии о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1984–1987 гг. на Тунгусской площади. (Листы Q-47-XXXV, XXXVI, Q-48-XXXI, XXXII, P-47-V, VI, XI, XII, XVII, XVIII, XXIII, XXIV, P-48-I–V, VII–XI, XIII–XVII, XIX, XXII, XXXIII, XXXIV, O-48-III, IV, IX, X). – Лесосибирск, 1987. Росгеолфонд, № 434854.

445. *Чебоксаров В. А., Иванова Л. С.* Отчет по аэромагнитной съемке масштаба 1 : 50 000 в верховьях рек Корвунчаны и Котуя на площади листов: R-47-XXXIII, XXXIV, XXXVI; Q-47-XXIII, XXIV; Q-48-XIX, XX. – М., 1971. Росгеолфонд, № 316710.

446. *Черенков В. Г., Бененсон А. В., Левитан М. М.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и поисках месторождений полезных ископаемых в бассейнах верховьев р. Виллой и нижнего течения р. Кочечумо. Листы Q-47-XXIX, XXX; Q-48-XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX (партия № 6, работы 1972–1976 гг.). – М., 1976. Росгеолфонд, № 354128.

447. *Черенков В. Г., Кичкина С. С., Бардеева М. А.* и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на листах R-48-XXXI–XXXIII; Q-47-V, VI, XII, XVIII; Q-48-I–IV; VII–X; XIII–XVI за 1976–1982 гг. – М., 1982. Росгеолфонд, № 393852.

448. *Черенков В. Г., Орлова Э. Ф., Подрабинек Р. А., Гусева Т. Е.* Отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в бассейне нижнего течения р. Учамы. Лист P-47-I. (Партия № 1, 1965–1966 гг.). – М., 1967. Росгеолфонд, № 280567.

449. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В.* и др. Отчет о результатах работ партий СРГЭ на профилях Березово – Усть-Мая, р. Моркока – р. Маган. – М., 1980. Фонды ГФУП «ВНИИГеофизика».

450. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В.* и др. Отчет о результатах работ сейсмических партий Специальной региональной геофизической экспедиции на профилях Ханты-Мансийск – р. Лена и р. Маган – р. Тарей. – М., 1981. Красноярский ТФГИ, № 31155.

451. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В.* и др. Отчет о результатах работ сейсмических партий Специальной региональной геофизической экспедиции на профилях р. Кеть –

Тикси, п. Кюсюр – дельта р. Лена, р. Угольная – р. Лена. – М., 1983. Красноярский ТФГИ, № 31188.

452. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В., Белокопытов В. Н.* и др. Отчет о работах, проведенных сейсмическими партиями №№ 24/74-75, 25/74-75, 27/75, 29/74-75 в северных районах Сибири и Урала. – М., 1976. Красноярский ТФГИ, № 20068.

453. *Четвергов А. П.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Котуйской площади. Листы R-47-IV, V, VI, X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, R-48-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XIII. (Работы Котуйской партии за 1977–1978 гг.). – Красноярск, 1978. Росгеолфонд, № 368203.

454. *Четвергов А. П.* и др. Тектоническая схема западной части Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба (по гравиметрическим и другим геолого-геофизическим данным) масштаба 1 : 1 000 000. (Работы Картографического отряда за 1989–1990 гг., выполненные по договору с ПГО «Енисейнефтегазгеология»). – Красноярск, 1990. Росгеолфонд, № 450137.

455. *Четвергов А. П., Одегов В. А., Самков В. В.* и др. Отчет о работах Нижне-Тунгусской гравиметрической партии за 1965–1966 гг., м-б 1 : 1 000 000. Листы: Q-45 (юго-восточная часть), Q-46, Q-47. – Красноярск, 1967. Росгеолфонд, № 281909.

456. *Четвериков Л. И., Дмитриев Ю. И., Апенко М. А.* Отчет партии № 18 и отряда партии № 29 о геолого-поисковых работах на исландский шпат в бассейне среднего течения р. Ниж. Тунгуски в 1954 г. (Эвенкийский Н. О. Илимпейский район). – Л., 1955. Росгеолфонд, № 183218.

457. *Чеха В. П.* Поиски бокситов в бассейнах рек Котуй и Маймеча (Западное Прианбарье). Отчет Эвенкийской партии за 1977–1979 гг. – пос. Мотыгино, 1979. Росгеолфонд, № 376959.

458. *Шайдаков В. А.* и др. Геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных по объекту № 70-03/12: «Провести полевые геолого-геофизические работы в пределах Экодинского и Чунского участков нераспределенного фонда недр с целью изучения структурно-тектонических и седиментационно-емкостных свойств разреза рифей-вендских и палеозойских отложений Сибирской платформы и оценки возможностей современных геолого-геофизических технологий при обосновании мест заложения параметрических скважин». – М., 2014. Росгеолфонд, № 515521.

459. *Шанина А. И., Германов Е. К.* Отчет о результатах прецизионной аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000 в бассейне р. Арга-Сала. (Отчет Аэрогеофизической партии по Арга-Салинскому объекту за 1978–1979 гг.). – Лесосибирск, 1979. Росгеолфонд, № 373129.

460. *Шанорев В. А.* Магнитотеллурические исследования в Тунгусской синеклизе. (Отчет по теме: «Анализ эффективности и выработка рациональной методики магнитотеллурических исследований в Тунгусской синеклизе»). – Красноярск, 1972. Росгеолфонд, № 321025.

461. *Шахотько Л. И., Андреева С. М., Гусева Т. Е.* и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 в пределах листов R-48; R-49; R-50-A,B; Q-48; Q-49-A,B,B; Q-50-A; P-48-A, B; P-49-A партии № 8 за 1977–1982 гг. – М., 1982. Красноярский ТФГИ, № 22145. Росгеолфонд, № 393834.

462. *Широченский В. Г., Мартынюк Н. В., Хмельков А. М.* и др. Отчет о результатах работ по оценке перспектив коренной алмазности северо-восточного борта Тунгусской синеклизы в 2004–2007 гг. – пос. Айхал, 2007. Росгеолфонд, № 490146.

463. *Шульгин Ю. М., Цхвариашвили Л. А., Князева Г. Д.* и др. Отчет о гравиметрической съемке м-ба 1 : 200 000 на Верхне-Вилуйской площади. Листы Q-48-XIX, XX, XXI, XXII (1984–1985 гг.). – Красноярск, 1986. Росгеолфонд, № 425403.

464. *Щадин П. Ю., Григорьева В. Г., Седых Л. А.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ МОГТ вдоль р. Нижней Тунгуски в 1987–1988 гг. (Тунгусская рс/п № 118/87–88). Листы: Q-47-XXXV, XXXVI, Q-48-XXXI, XXXII, P-48-II. – пос. Тура, 1988. Росгеолфонд, № 444552.

465. *Щадин П. Ю., Седых Л. А., Григорьева В. Г.* и др. Региональные сейсморазведочные работы МОГТ вдоль р. Мойеро. Отчет Анабарской рс/п № 129/88–89. Листы: Q-48-II, III, VIII, IX. – пос. Тура, 1989. Росгеолфонд, № 446893.

466. *Щадин П. Ю., Седых Л. А., Струганова Л. В.* и др. Результаты региональных сейсморазведочных работ МОГТ в междуречье Н. Тунгуски и Вилюя. Отчет Экондинской с/п № 85/88–91. Листы: Q-48-VIII, IX, X, XIV, XX, XXI, XXII, XXVII, XXVIII, XXXII, XXXIII; P-48-II, III. – пос. Тура, 1991. Росгеолфонд, № 460027.

467. *Щадин П. Ю., Федунова И. А.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в междуречье Туру и Н. Тунгуски (Турунская с/п № 88/92–94). – Енисейск, 1994. Росгеолфонд, № 467601.

468. *Щадин П. Ю., Федунова И. А., Теркина О. М.* и др. Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в бассейне р.р. Мойеро–Вилюя. Турунская с/п № 95/91–93. – Енисейск, 1993. Росгеолфонд, № 466009.

469. *Щельников С. И., Казанова Е. М.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в междуречье Нижней Тунгуски и Туру в 1989–1991 гг. (Отчет Турунской партии с. п. №87/89–91). Листы: Q-48-XXXI, XXXII; Q-48-XXV, XXVI; P-48-II. – пос. Тура, 1991. Росгеолфонд, № 460170.

470. *Юон А. А., Макарова Ш. Д., Пономарев Б. Я.* и др. Окончательный отчет по поискам структур, перспективных на нефть и газ в бассейне р. Нижней Тунгуски. (Партия № 10, 1968–1970 гг.). – М., 1971. Росгеолфонд, № 315170.

Список месторождений, проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых и геохимических ореолов и точечных аномалий, магнитных аномалий, показанных на листе Q-48 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
II-5-12	П	Река Анаун 1	404
III-1-3	П	Река Гонгдакан 5	447
III-1-4	П	Река Гонгдакан 2	447
III-1-7	П	Река Мойеро 3	447
III-1-11	П	Река Мойеро 4	447
III-1-12	П	Река Мойеро 6	447
III-1-14	П	Река Мойеро 5	447
III-1-18	П	Река Хойро 1	447
III-2-4	П	Река Хойро 3	447
III-2-5	П	Река Хойро 2	447
III-2-6	П	Река Ихэленгда 3	447
III-2-7	П	Река Ихэленгда 2	447
III-2-8	П	Река Ихэленгда 1	447
III-5-10	П	Река Ниручангда	404
III-5-12	П	Правый приток р. Сред. Вилюйкан	404
III-6-21	П	Река Лев. Ниж. Вилюйкан 3	404
III-6-24	П	Река Ниж. Вилюйкан 7	404
III-6-27	П	Река Ниж. Вилюйкан 5	404
III-6-28	П	Река Лев. Ниж. Вилюйкан 4	404
IV-5-4	П	Река Вавукан 3	119
IV-6-2	П	Река Лев. Ниж. Вилюйкан 5	119
V-4-2	П	Озеро Бол. Морэ	119
V-6-1	П	Река Вавукан 1	119
V-6-4	П	Река Улахан-Вава 4	119
V-6-5	П	Река Хайм 1	119
V-6-7	П	Река Улахан-Вава 3	119
VI-4-1	П	Левый приток р. Верх. Битимэктэ	112
VI-4-2	П	Река Верх. Битимэктэ	112
VI-4-16	П	Река Пирда 4	112
VI-5-9	П	Река Ейка 4	279
VI-6-1	П	Река Майыкта-Сене	279
VI-6-3	П	Река Улахан-Вава 1	279

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
II-3-4	П	Янгада	447
II-3-5	П	Мугдэкэн	447
II-4-28	П	Вышка	447
III-1-8	П	Аян 2	447
III-4-2	П	Олба	447
II-4-22	ПМ	Река Прав. Мойерокан 3	447
III-6-18	ПМ	Правый приток р. Могды	67
II-3-6	МА	Озеро Амо	312, 447
III-3-2	МА	Река Прав. Дюкар	312, 447
III-4-1	МА	Река Олба	312, 447
М а р г а н е ц			
III-1-17	ПГХП	Река Нюкчорок	447
Цветные металлы			
М е д ь			
I-3-12	ПМ	Устье р. Мойерокан	447
I-3-15	ПМ	Река Мойерокан 4	447
I-3-16	ПМ	Река Мойерокан 5	447
II-3-2	ПМ	Река Мойерокан 3	447
II-4-1	ПМ	Река Мойерокан 6	237, 447
II-4-7	ПМ	Река Хоимкан 2	447
III-1-5	ПМ	Река Гонгдакан 1	447
III-1-13	ПМ	Река Мойеро 7	447
III-1-15	ПМ	Река Мойеро 8	447
III-2-1	ПМ	Река Мугамгу 3	447
III-2-2	ПМ	Река Мугамгу 4	447
III-3-4	ПМ	Река Дюкар	447
V-1-9	ПМ	Река Верх. Турукан 2	118, 446
V-1-10	ПМ	Река Верх. Турукан 1	118, 446
V-3-2	ПМ	Река Муркисе	119
I-3-14	ШО	Река Мойерокан 12	447
I-1-3	ШПр	Река Хуниляттах	447
I-4-3	ШПр	Река Прав. Арга-Сала 2	447
I-4-7	ШПр	Правый приток р. Оленёк 1	447
II-2-6	ШПр	Река Мугамгу 5	447
II-5-8	ШПр	Левый приток р. Бугарикта 1	404

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-2	ШПр	Река Гонгдакан 6	447
III-3-1	ШПр	Левый приток р. Мойеро 2	447
III-3-5	ШПр	Река Мойерокон	447
IV-6-8	ШПр	Река Лев. Вавукан	119
V-1-8	ШПр	Река Верх. Турукан 3	118
VI-2-1	ШПр	Левый приток р. Ленко	28
VI-2-2	ШПр	Река Ниж. Кочечум	28
VI-2-8	ШПр	Правый приток р. Верх. Кочечум	28
VI-3-4	ШПр	Правый приток р. Ниж. Хоикта	112
VI-3-10	ШПр	Река Кананда	112
VI-4-6	ШПр	Левый приток р. Танангда	112
VI-4-7	ШПр	Река Пирда 5	112
VI-4-8	ШПр	Река Хоромнякан	112
I-2-1	ВГХО	Река Еромохон 1	447
I-2-2	ВГХО	Река Еромохон 2	447
I-4-1	ВГХО	Река Арга-Сала 4	447
I-4-2	ВГХО	Река Арга-Сала 3	447
I-4-5	ВГХО	Реки Эждока, Гуткоченгда	447
I-4-6	ВГХО	Верховья р. Оленёк	447
Медь, никель			
I-3-3	ПМ	Река Мойеро 17	Авторские данные
II-1-5	ПМ	Река Делингдэкэн	57, 447
II-2-3	ПМ	Река Мойеро 1	57, 447
II-4-5	ПМ	Река Хукочар	447
II-4-11	ПМ	Река Лев. Велингна 3	57, 447
II-4-12	ПМ	Река Мойерокан 10	57, 447
II-4-13	ПМ	Река Лев. Велингна 2	57, 447
II-4-14	ПМ	Река Мойерокан 8	57, 447
II-4-15	ПМ	Река Мойерокан 9	57, 447
II-4-16	ПМ	Верховья р. Лев. Велингна	57, 447
II-4-17	ПМ	Река Лев. Велингна 4	57, 447
II-4-19	ПМ	Река Прав. Мойерокан 4	57, 447
II-4-21	ПМ	Река Прав. Мойерокан 2	57, 385, 447
II-4-23	ПМ	Река Прав. Мойерокан 1	57, 447
II-4-24	ПМ	Река Верх. Виллойкан 2	57, 447
II-4-25	ПМ	Река Верх. Виллойкан 1	57, 447
II-5-2	ПМ	Река Северная	184, 404
III-1-1	ПМ	Река Мугамгу 2	57, 447
III-5-2	ПМ	Река Прав. Верх. Томба 5	404
III-5-3	ПМ	Река Прав. Верх. Томба 4	404

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-4	ПМ	Река Прав. Верх. Томба 3	386, 404
III-5-5	ПМ	Река Прав. Верх. Томба 2	386, 404
III-5-6	ПМ	Река Прав. Верх. Томба 1	404
III-6-13	ПМ	Верховья р. Нинима 2	404
III-6-14	ПМ	Верховья р. Нинима 1	385
VI-3-2	ПМ	Река Ленко 2	112
VI-3-3	ПМ	Река Лабаз-Бираян	112
VI-3-7	ПМ	Река Хорки 1	112
II-4-4	ПГХО	Верховья р. Хукочар	447
II-4-20	ПГХО	Верховья р. Прав. Мойерокан	447
II-4-26	ПГХО	Река Верх. Вилюйкан 5	447
II-4-29	ПГХО	Река Верх. Вилюйкан 6	447
III-2-9	ПГХО	Река Экондахон	447
III-4-3	ПГХО	Река Верх. Вилюйкан 7	447
С в и н е ц			
III-1-6	ПМ	Река Гонгдакан 3	237
VI-5-10	ПМ	Река Ейка 1	417
II-1-6	ШО	Река Сида 2	447
II-1-3	ШПр	Река Сида 4	447
II-4-8	ШПр	Река Хоимкан 1	447
IV-1-1	ШПр	Река Хойро 5	19
V-3-1	ШПр	Левый приток р. Турукан	119
V-3-4	ШПр	Река Турукан 3	446
V-5-6	ШПр	Левый приток р. Улахан-Вава 1	446
VI-4-3	ШПр	Левый приток р. Пирда	112
VI-4-17	ШПр	Река Чалбангда	112
VI-5-1	ШПр	Река Сенгачанда 1	279
VI-5-8	ШПр	Река Юнэкэн 2	279
Ц и н к			
I-3-13	ПМ	Река Мойерокан 1	447
II-2-2	ПМ	Река Мойеро 2	447
II-2-5	ПМ	Река Мойеро 18	17, 179
II-3-1	ПМ	Река Мойерокан 2	447
III-1-16	ПМ	Река Гонгдакан 4	237, 447
I-1-2	ШО	Река Сида 1	447
I-3-2	ШО	Река Мойеро 11	447
I-3-5	ШО	Река Мойеро 10	447
III-2-3	ШО	Река Хойро 4	447
V-5-1	ШО	Река Мал. Вавукан	119, 446
VI-3-1	ШО	Река Хоикта	112

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-1	ШПр	Река Сида 5	447
I-3-4	ШПр	Левый приток р. Мойеро 1	447
II-1-1	ШПр	Река Сида 3	447
II-1-2	ШПр	Река Давакит	447
II-2-1	ШПр	Река Мойеро 12	447
II-2-4	ШПр	Река Мойеро 13	447
II-4-2	ШПр	Река Хаикта	447
IV-2-1	ШПр	Река Виллой 6	19
IV-4-1	ШПр	Река Верх. Виллойкан 4	119
IV-6-1	ШПр	Река Лев. Ниж. Виллойкан 7	119
IV-6-3	ШПр	Река Ниж. Виллойкан 9	446
IV-6-6	ШПр	Правый приток р. Виллой	446
V-5-2	ШПр	Река Вава 1	119
VI-2-4	ШПр	Река Верх. Кочечум	28
VI-2-7	ШПр	Левый приток р. Верх. Кочечум 2	28
VI-3-5	ШПр	Река Питэмакта	112
VI-3-6	ШПр	Правый приток р. Пирда	112
VI-4-9	ШПр	Река Пирда 6	112
VI-4-10	ШПр	Река Пирда 8	112
VI-4-12	ШПр	Река Игэдэжит 1	112
VI-4-13	ШПр	Река Пирда 9	112
VI-4-14	ШПр	Река Пирда 7	112
VI-5-2	ШПр	Река Сенгачанда 2	279
VI-5-4	ШПр	Река Аллара-Юнэжэн 2	279
VI-5-6	ШПр	Река Юнэжэн 1	279
VI-6-2	ШПр	Река Хайм 2	279
VI-6-4	ШПр	Река Соххоронго	279
VI-6-5	ШПр	Река Мохсоглолох	279
VI-6-6	ШПр	Река Ейка 2	279
III-4-5	ПГХО	Река Верх. Виллойкан 8	447
А л ю м и н и й			
III-5-9	П	Река Ниж. Виллойкан 3	99
III-6-25	П	Река Ниж. Виллойкан 4	99
Благородные металлы			
З о л о т о			
II-1-4	ШПр	Река Сида 6	447
II-5-9	ШПр	Левый приток р. Бугарикта 2	404
II-6-1	ШПр	Река Укусуда	404
III-4-4	ШПр	Река Верх. Виллойкан 3	447

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-15	ШПр	Река Лев. Ниж. Виллойкан 8	404
III-6-29	ШПр	Река Ниж. Виллойкан 8	67
IV-1-6	ШПр	Река Корвунчана 5	19
IV-2-2	ШПр	Река Понко	19
IV-2-3	ШПр	Река Хигноко	19
IV-2-4	ШПр	Правый приток р. Муркисе	19
IV-2-6	ШПр	Река Армула	19
IV-4-2	ШПр	Река Сенгачангда	119
IV-4-3	ШПр	Река Кукуингда	119
IV-5-1	ШПр	Река Сред. Виллойкан	119
V-1-11	ШПр	Река Верх. Турукан 4	118
V-4-1	ШПр	Река Дягдакта	119
V-5-4	ШПр	Река Вава 2	446
V-5-7	ШПр	Река Улахан-Вава 5	446
V-5-8	ШПр	Правый приток р. Улахан-Вава	119
V-6-2	ШПр	Река Вавукан 2	119
VI-1-1	ШПр	Левый приток р. Верх. Турукан	28
VI-1-2	ШПр	Правый приток р. Верх. Турукан	28
VI-2-5	ШПр	Левый приток р. Верх. Кочечум 1	28
Радиоактивные элементы			
У р а н			
III-1-10	П	Аян 3	447
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптические материалы			
К а л ь ц и т о п т и ч е с к и й			
V-2-4	П	Мотынга 1	118
V-2-5	П	Мотынга 2	118
V-2-6	П	Приозерный	118
V-2-7	П	Нэлгэкэг 1	118
V-2-8	П	Нэлгэкэг 2	118
V-3-8	П	Ленко	119
V-3-9	П	Левобережное	119
VI-1-3	П	Река Лев. Делимэжит	28
VI-1-5	П	Река Ниж. Тунгуска 1	28
VI-3-8	П	Река Хорки 2	112
VI-3-9	П	Река Подушка	112
VI-4-5	П	Река Пирда 2	112
VI-5-11	П	Омакта	417
IV-1-4	ПМ	Река Корвунчана 1	19

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-2	ПМ	Река Туру 3	118
V-1-4	ПМ	Река Туру 1	118
V-1-5	ПМ	Река Туру 2	118
V-1-6	ПМ	Река Туру 5	118
V-1-7	ПМ	Река Туру 7	118
V-3-3	ПМ	Правый приток р. Турукан	119
V-3-5	ПМ	Река Турукан 1	119
V-3-6	ПМ	Река Турукан 2	119
V-3-7	ПМ	Река Туру 8	119
V-6-3	ПМ	Река Умотка	119
V-6-6	ПМ	Река Улахан-Вава 2	119
VI-1-4	ПМ	Река Ниж. Тунгуска 4	28
VI-1-6	ПМ	Река Ниж. Тунгуска 2	28
VI-1-7	ПМ	Река Ниж. Тунгуска 3	28
VI-4-4	ПМ	Река Пирда 1	112
VI-4-11	ПМ	Река Игэдэжит 2	112
VI-4-15	ПМ	Река Пирда 3	112
VI-5-5	ПМ	Река Аллара-Юнэкэн 1	279
VI-5-7	ПМ	Река Юнэкэн 3	279, 434
VI-5-12	ПМ	Река Ейка 3	417
Химическое сырье			
Ц е л е с т и н			
I-4-4	ПМ	Река Прав. Арга-Сала 1	57
II-4-3	ПМ	Река Мойерокан 11	237
Б а р и т			
I-3-6	ПГХП	Река Мойеро 14	447
I-3-7	ПГХП	Река Мойеро 15	447
I-3-8	ПГХП	Река Мойеро 16	447
II-4-6	ПГХП	Река Мойерокан 13	447
II-4-9	ПГХП	Река Мойерокан 14	447
Минеральные удобрения			
Ф о с ф а т н ы е			
А п а т и т			
III-1-9	П	Аян 1	447
Ф о с ф о р и т			
I-3-9	П	Устье р. Бугарикта	447
I-3-10	П	Река Бугарикта	447

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-11	П	Правый приток р. Мойерокан	447
II-3-3	П	Левый приток р. Мойерокан	447
II-4-10	П	Река Мойерокан 7	447
I-4-8	ШО	Правый приток р. Оленёк 2	447
Абразивные материалы			
Д и а т о м и т			
IV-4-4	П	Река Актаг	446
IV-4-5	П	Озеро Сурингда 1	446
IV-4-6	П	Озеро Сурингда 2	446
IV-4-7	П	Озеро Сурингда 3	446
IV-4-8	П	Озеро Сурингда 4	446
V-5-3	П	Колемтенгда	446
VI-2-3	П	Река Ленко 1	28
Драгоценные камни, поделочное сырьё			
А л м а з ы			
I-3-1	П	Река Мойеро 9	59
I-6-2	П	Река Арга-Сала 1	59
I-6-3	П	Устье р. Салка	59
I-6-4	П	Река Салка 1	59
II-6-2	П	Устье р. Ниж. Томба	59
III-6-2	П	Река Нинима 5	441
III-6-3	П	Река Нинима 4	67
III-6-4	П	Река Ниж. Томба 1	67
III-6-5	П	Река Нинима 3	67
III-6-7	П	Река Ниж. Томба 3	462
III-6-8	П	Река Нинима 2	67
III-6-9	П	Река Нинима 1	67
III-6-10	П	Река Ниж. Томба 2	67
III-6-12	П	Правый приток р. Нинима	67
III-6-19	П	Река Лев. Ниж. Вилюйкан 1	67
III-6-20	П	Река Лев. Ниж. Вилюйкан 2	67
I-6-5	ШО	Река Салка 3 (пироп, пикроильменит)	404
I-6-8	ШО	Река Прав. Салка 1 (пикроильменит)	404
II-5-10	ШО	Река Верх. Томба 1 (пироп, пикроильменит)	404
II-6-4	ШО	Река Ниж. Томба 7 (пироп, пикроильменит)	404
II-6-9	ШО	Река Лев. Бэюрды (пироп, пикроильменит)	404
III-6-1	ШО	Реки Ниж. Вилюйкан, Ниж. Томба	404

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		(пироп, пикроильменит)	
II-6-26	ШО	Река Лев. Ниж. Вилюйкан 6 (пироп)	404
II-5-3	ШПр	Река Лев. Гугда 1 (пикроильменит)	404
II-6-3	ШПр	Река Оленёк 1 (пироп)	404
II-6-8	ШПр	Река Ниж. Томба 5 (пикроильменит)	404
II-6-10	ШПр	Река Неперенде 1 (пикроильменит)	404
II-6-12	ШПр	Река Ниж. Томба 6 (пикроильменит)	404
III-5-11	ШПр	Река Ангавкачи (пироп)	404
I-5-1	МА	Река Арга-Сала	313
I-5-2	МА	Река Ерниковая	313
I-5-3	МА	Река Дегели	313
I-5-4	МА	Река Кочо	313
I-6-9	МА	Река Прав. Салка	315
I-6-10	МА	Река Верх. Хос-Урек	315
II-5-1	МА	Река Оленёк	313
II-5-4	МА	Река Лев. Гугда	315
II-5-11	МА	Река Анаун	315
II-5-13	МА	Река Верх. Томба	315
II-6-5	МА	Правый приток р. Оленёк	315
II-6-6	МА	Левый приток р. Ниж. Томба	315
II-6-7	МА	Правый приток р. Ниж. Томба	315
II-6-13	МА	Река Ниж. Томба	315
II-6-15	МА	Река Нинима	315
III-5-7	МА	Река Ниж. Вилюйкан	316
III-6-6	МА	Река Нинима	316
III-6-11	МА	Река Могды	316
III-6-16	МА	Река Лев. Ниж. Вилюйкан	316
III-6-17	МА	Река Лев. Ниж. Вилюйкан	316
III-6-22	МА	Река Ниж. Вилюйкан	316
		Я ш м о и д ы	
IV-1-2	ПМ	Река Корвунчана 2	19
IV-2-5	ПМ	Озеро Неконгдакон	19
		А м е т и с т ы	
V-1-1	ПМ	Река Туру 4	118
V-1-3	ПМ	Река Туру 6	118
		Х а л ц е д о н ы	
V-2-1	ПМ	Правый приток р. Чина 1	118
V-2-2	ПМ	Правый приток р. Чина 2	118
V-2-3	ПМ	Река Прав. Чина	118

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Строительные материалы			
Основные породы			
II-6-14	МС	Река Ниж. Томба 4	404
IV-1-5	МС	Река Корвунчана 4	19
IV-6-4	МС	Река Ниж. Виллойкан 6	446
IV-6-5	МС	Река Виллой 4	119
IV-6-7	МС	Река Виллой 3	119
V-5-5	МС	Левый приток р. Улахан-Вава 2	446
Известняки			
I-6-1	МС	Река Арга-Сала 2	404
I-6-6	МС	Река Салка 2	404
I-6-7	МС	Река Алылах	404
II-6-11	МС	Река Неперенде 2	404
Глины кирпичные			
IV-1-3	МС	Река Корвунчана 3	19
IV-3-1	МС	Река Виллой 5	446
IV-5-2	МС	Река Виллой 2	57
IV-5-3	МС	Река Виллой 1	57
VI-2-6	МС	Озеро Калемтэнгда	28
VI-5-3	МС	Река Битимэктэ	279
Прочие ископаемые			
Г и п с			
II-2-7	П	Река Мугамгу 1	310, 447
II-4-18	П	Река Лев. Велингна 1	447
II-4-27	П	Река Кочо 1	310, 447
II-4-30	П	Река Кочо 2	310, 447
II-5-5	П	Река Прав. Велингна 1	404
II-5-6	П	Река Прав. Велингна 2	404
II-5-7	П	Река Прав. Велингна 3	404
III-3-3	П	Река Прав. Дюкар 1	310, 447
III-5-1	П	Река Прав. Верх. Томба 6	404
III-5-8	П	Река Ниж. Виллойкан 1	404
III-6-23	П	Река Ниж. Виллойкан 2	404

Принятые сокращения. МС – месторождение среднее, П – проявление, ПМ – пункт минерализации, ШО – шлиховой ореол, ШПр – единичные шлихи с полезными компонентами, ПГХО – первичный геохимический ореол, ВГХО – вторичный геохимический ореол, ПГХП – первичное геохимическое проявление, МА – магнитная аномалия.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, месторождений и проявлений полезных ископаемых листа Q-48 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы				Прогнозные ресурсы			МП	Сумма запасов и ресурсов (P ₁ +P ₂)	Площадь S, км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник данных	
				A	B	C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃						
3.1 УК	Хойринский каменноугольный прогнозируемый район	Уголь каменный	млн т							6240			3585,5		237	
3.2 УК	Улахан-Вавский каменноугольный прогнозируемый район	Уголь каменный	млн т							100			2448,8		119	
0.4 Fe	Мойеринский железорудный прогнозируемый район	Железные руды	млн т							100*						
II-3-4	Проявление Янгада								28,6							447
III-4-2	Проявление Олба								47,5							447
II-4-28	Проявление Вышка								20							447
II-3-5	Проявление Мугдэжэн								7,3							447
0.5 Д	Сурингдинский диатомитовый прогнозируемый рудный район	Диатомит	млн т							2700			1361		446	
0.2.1 di	Нижнетомбинский алмазоносный прогнозируемый район	Алмазы	млн карат							30,8			3375,7		380; Протокол ЦНИГРИ от 27.03.2012	

* Авторская оценка.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов P ₂	Категория прогнозных ресурсов P ₃	Прогнозные ресурсы
Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный, млн т	2 района		6340	6340
Металлические полезные ископаемые Черные металлы	Железные руды, млн т	1 район 4 объекта	103,4	100*	203,4
Нерудные полезные ископаемые Абразивы	Диатомит, млн т	1 район		2700	2700
Нерудные полезные ископаемые Драгоценные и поделочные камни	Алмазы, млн карат	1 узел		30,8	30,8

* Авторская оценка.

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Гостеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

Вид минерального сырья, наименование и индекс объекта	Ед. изм.	Оценка ресурсов				Баланс ресур- сов по ре- зультатам работ (+, -)	Рекомендации
		на начало работ		по результатам работ			
		категория P ₃	категория P ₂	категория P ₃	категория P ₂		
Уголь каменный Улахан-Вавский каменноугольный прогнозируемый район (3.2 УК) Проявления рек Улахан-Вава и Хайм	млн т			100		+100	Необходимость освоения ресурсов зависит от развития инфраструктуры района
Железо Мойеринский железорудный прогнозируемый район (0.4 Fe/T ₁)	млн т руды			100		+100	Необходимость освоения ресурсов зависит от развития инфраструктуры района

**Список опорных разрезов и буровых скважин, показанных
на карте четвертичных образований**

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Опорное обнажение, вскрывает разрез аргасалинской морены	Настоящая работа; обн. Т-4040
2	Разрез первой надпойменной террасы	Настоящая работа; обн. Т-4025
3	Разрез среднего неоплейстоцена	Настоящая работа; обн. К-5004
4	Разрез чангадского лимния	447; разрез 4135
5	Разрез второй надпойменной террасы	447; разрез 4139
6	Разрез среднего неоплейстоцена	Настоящая работа; обн. К-5002
7	Разрез среднего неоплейстоцена	447
8	Разрез среднего неоплейстоцена	Настоящая работа; обн. К-5001
9	Разрез аргасалинской морены	447; скв. 4/78
10	Разрез среднего неоплейстоцена	446; скв. 2
11	Разрез третьей надпойменной террасы	446
12	Разрез среднего неоплейстоцена	446
13	Разрез среднего неоплейстоцена	446

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов на КДО

Номер клетки	Номер на карте	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для исследования	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Авторский номер образца
						координата X	координата Y	
I-3	1	Оленёк-велинггинский комплекс	Бадделеит	U-Pb	268,0 ± 8,0	104,415341	67,996154	Обр. K3076/1
I-3	2	Оленёк-велинггинский комплекс, Кочоканская интрузия	Циркон	U-Pb	246,9 ± 1,7	104,042912	67,701131	Обр. K1077/1
I-3	3	Оленёк-велинггинский комплекс	Бадделеит	U-Pb	254,8 ± 7,8	104,079433	67,363709	Обр. K1060/1
II-2	4	Катангский комплекс	Циркон	U-Pb	253,51 ± 0,86	103,828946	67,16124	Обр. K3036/1

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов на КЧО

Номер клетки	Номер на карте	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для исследования	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						координата X	координата Y	
П-5	1	Аллювий первой надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}_4\text{-H}$)	Кварц	ОСЛ	15 ± 3 (RGI-0654)	106°57'30,20"	67°17'16,0000"	Настоящая работа; обн. Т-4025
П-1	2	Гляциолимний (lgll ₆)	Древесина	¹⁴ C	$47,6 \pm 1$ (ГИН-1900)	102°13'50"	66°55'1"	447; разрез 4135
П-1	3	Гляциолимний (lgll ₆)	Древесина	¹⁴ C	52 (ГИН-1901)	102°13'50"	66°55'1"	447; разрез 4135
П-1	4	Чангадский лимний (lllch)	Растительный детрит	¹⁴ C	$29,90 \pm 0,5$ (ГИН-1899)	102°13'50"	66°55'1"	447; разрез 4135
Ш-3	5	Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}_{1-2}$)	Кварц	ОСЛ	103 ± 17 (RGI-0245)	104°15'35,1300"	66°36'52,9700"	Настоящая работа; обн. К-5002
Ш-3	6	Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}_{1-2}$)	Кварц	ОСЛ	> 107 (RGI-0246)	104°15'35,1300"	66°36'52,9700"	Настоящая работа; обн. К-5002
Ш-3	7	Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}_{1-2}$)	Кварц	ОСЛ	160 ± 20 (RGI-0247)	104°15'35,1300"	66°36'52,9700"	Настоящая работа; обн. К-5002
Ш-3	8	Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}_{1-2}$)	Кварц	ОСЛ	103 ± 10 (RGI-0248)	104°15'35,1300"	66°36'52,9700"	Настоящая работа; обн. К-5002

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Г. В. Липенков, М. В. Наумов, Е. О. Ковалевская</i>	3
Стратиграфия	21
Кембрийская система. <i>М. В. Наумов</i>	22
Верхнекембрийско-ордовикские отложения. <i>М. В. Наумов</i>	27
Силурийско-нижнедевонские отложения. <i>М. В. Наумов</i>	40
Девонская система. <i>М. В. Наумов</i>	55
Верхнепалеозойские отложения. <i>М. В. Наумов</i>	63
Триасовая система. <i>М. В. Наумов, М. С. Мащак</i>	79
Палеогеновая система. <i>М. В. Наумов</i>	107
Четвертичная система. <i>А. В. Максимов</i>	108
Интрузивный магматизм. <i>М. С. Мащак, М. В. Наумов</i>	121
Раннетриасовые интрузии	123
Раннетриасовые эксплозивные образования	147
Контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические образования	150
Тектоника и глубинное строение. <i>М. В. Наумов</i>	156
Глубинное строение земной коры	157
Структурно-формационные плитные комплексы чехла Сибирской платформы	170
Тектоническое районирование	184
Дизъюнктивные структуры	196
Неотектоническое районирование	201
История геологического развития. <i>М. В. Наумов</i>	204
Архейские и раннепротерозойские мегациклы	204
Неопротозойский (ранне-среднерифейский) мегацикл	205
Позднерифейско-фанерозойский мегацикл	206
Геоморфология. <i>А. В. Максимов</i>	224
Полезные ископаемые. <i>В. Т. Кириченко</i>	231
Горючие ископаемые	233
Металлические ископаемые	237
Неметаллические ископаемые	251

Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	271
Минерагеническое районирование. <i>В. Т. Кириченко</i>	271
Прогнозная оценка на твердые полезные ископаемые. <i>В. Т. Кириченко</i>	278
Оценка перспектив нефтегазоносности. <i>А. А. Рясной, А. И. Кудряшова, А. Н. Ларичев</i>	292
Гидрогеология. <i>В. В. Петров</i>	323
Эколого-геологическая обстановка. <i>В. В. Петров</i>	328
Заключение. <i>Г. В. Липенков, М. В. Наумов, В. Т. Кириченко, А. И. Ларичев, А. В. Максимов, Е. О. Ковалевская</i>	331
Список литературы	338
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых и геохимических ореолов и точечных аномалий, магнитных аномалий, показанных на листе Q-48 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	366
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, месторождений и проявлений полезных ископаемых листа Q-48 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	376
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	377
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	378
<i>Приложение 5.</i> Список опорных разрезов и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований	379
<i>Приложение 6.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов на КДО	380
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов на КЧО	381

Научное издание

Липенков Глеб Владимирович,
Наумов Михаил Виленович,
Кириченко Валерий Тихонович
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Виллюйская

Лист Q-48 – Эконда

Объяснительная записка

Редактор, корректор *А. А. Миндрик*
Технический редактор *А. С. Смирнова*
Компьютерная верстка *А. С. Смирнова*

Подписано в печать 20.11.2023. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 24 + 7 вкл. Уч.-изд. л. 34,7.
Тираж 100 экз. Заказ 42014100

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: karta@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, факс 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-472-1



9 785001 934721