

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XV (Мескашор)

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2017**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО ЯМАЛО-НЕНЕЦКОМУ АВТОНОМНОМУ
ОКРУГУ
ОАО «ПОЛЯРНО-УРАЛЬСКОЕ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ» (ОАО «ПУГТП»)
ОАО «СИБИРСКИЙ НАУЧНО-АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР» (ОАО «СибНАЦ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XV (Мескашор)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(571.121+470.13)(084.3)

Расторгуев В. А., Галиуллин И. З., Агафонов А. Г., Показаньева В. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XV (Мескашор). **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 182 с. + 3 вкл.

Дается описание стратиграфии, интрузивных и метаморфических образований Западно-Лемвинской и Восточно-Лемвинской подзон в составе Уральской складчатой области; отложений Предуральского краевого прогиба и Усинско-Лемвинской наложенной депрессии восточной части Русской платформы. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории. Указаны закономерности их размещения.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией.

Табл. 7, ил. 11, список лит. 155. назв., прил. 9.

Составители

*В. А. Расторгуев, И. З. Галиуллин, А. Г. Агафонов,
В. Н. Показаньева, Л. Я. Островский, А. Н. Шадрин*

Научный и ответственный редактор *М. А. Шишкин*

Рецензенты

*В. П. Водолазская, А. К. Иогансон, Л. Р. Семенова,
С. Н. Суриков, В. А. Царева*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 26 декабря 2012 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2017
- © ОАО «Полярно-Уральское горно-геологическое предприятие», 2012
- © ОАО «Сибирский научно-аналитический центр», 2012
- © Коллектив авторов, 2012
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-41-XV (Мескашор) административно входит в состав двух субъектов РФ: Республики Коми (Воркутинский, Интинский районы) и Ямало-Ненецкого автономного округа (Шурышкарский район). Ее географическое положение определяется координатами: 66°00'–66°40' с. ш. и 62°00'–63°00' в. д. Площадь листа составляет 3331,4 км². Основная часть территории относится к Республике Коми. Крайний юго-восточный фрагмент листа площадью 74 км² расположен в пределах ЯНАО (рис. 1).

Орографически территория отчетливо делится на две части – горный Урал с предгорьями и Усинско-Юнъягинскую низменность. Горная область представляет собой водораздельную часть Уральского хребта, представленную Войкарысининским горным массивом, которая выделяется на общем фоне района своими максимальными высотами, значительной расчлененностью и труднодоступностью отдельных его частей (гора Игядейтайкеу – 883,4 м и др.). Горный массив имеет альпийский тип с многочисленными карами, трогами, каньонами с обрывистыми крутыми бортами. К категории труднодоступных участков местности можно отнести также обрывистые берега и крутые скальные склоны (до 40–60°) большинства водотоков в пределах юго-восточной части планшета – р. Игядейюган и ее притоков.

Рельеф к западу и северо-западу постепенно сглаживается, переходя в холмисто-увалистое предгорье (гряда Молюдмусюр, Самсоновы горы) с высотными отметками 240–390 м. Появляются межгорные депрессионные участки с обилием заболоченных ложбин и типичной тундровой растительностью. К западу и в северном направлении от рек Молюдмусюр-Ю, Кокпела, Пальник-Ю, оз. Пагаты появляется лесная растительность (ель, береза, лиственница), рельеф приобретает сначала черты предгорной равнины, а в междуречье Юнъяха–Уса становится низменным. Здесь местность сильно заболочена, повсеместно развиты озера мореноподпрудного, старичного и термокарстового типа; ручьи даже незначительной ширины (2–4 м) имеют большую глубину. Все это, наряду с весьма редкой сетью тракторных дорог, затрудняет движение вездеходного гусеничного транспорта в летний период.

Речная сеть в пределах горного и предгорного Урала довольно густая. Основные реки западного склона Урала в северной части площади Грубе-Ю, Пальник-Ю являются левыми притоками реки Юнъяха, остальные водотоки

(Погурей, Западная Кокпела, Тарьяха) впадают в р. Пага. В свою очередь реки Юньяха и Пага принадлежат к бассейну р. Уса.

На восточном склоне Урала все существующие водотоки являются притоками двух основных рек – Восточной Кокпелы и Игядейюгана, истоки которых находятся в районе водораздельной части.

Река Уса судоходна для катеров и небольших судов. Ее ширина достигает 350 м, глубина 5–6 м, скорость течения 0,4–0,6 м/с. Все реки в горной части площади и предгорьях не судоходны – ширина их составляет от первых метров до нескольких десятков метров, глубина – 0,5–1,5 м. Многие из них являются серьезным препятствием для любого транспорта, а во время весеннего паводка становятся непреодолимыми. В межень они могут преодолеваются на участках бродов, к которым сходятся немногочисленные вездеходные дороги.

На общем фоне многочисленных озер выделяются своими большими размерами озера Пагаты и Юньяхаты, имеющие длину около 3 км при ширине 0,5 км и 0,4 км соответственно.

Климат района субарктический, характеризуется коротким летом и продолжительной суровой зимой. Снежный покров держится около 8 месяцев – с октября по начало июня. Амплитуда колебаний температур от –45 до +31 °С, средняя температура в июне от +6 до +8 °С, в январе –22 °С. Теплый период с температурой воздуха выше 0 °С начинается в последней декаде июня и длится до сентября. Лето прохладное и дождливое, характерны низкие туманы и штормовые ветры до 8–12 баллов. Количество осадков варьирует от 400 до 800 мм в год. Повсеместно развита многолетняя мерзлота, верхняя часть которой в течение лета оттаивает на 0,5–1 м, редко – до 2 м.

Характер растительности и ее видовой состав определяются вертикальной зональностью. Для хребтов с абсолютными отметками выше 700 м, объединенных в пояс холодных гольцовых пустынь, характерны разрозненные растительные сообщества, с преобладанием лишайников и мхов. Ниже расположен горно-тундровый пояс с преобладанием травяно-мховой и лишайниковой тундры. Растительность нижних уровней гор (до 400 м) и предгорий представлена горной тундрой, сменяемой зарослями карликовой березы и полярной ивы. По берегам водотоков, в так называемом подгольцовом поясе растут ива, карликовая березка и редко можжевельник. Редкий древостой, переходящий в лиственное редколесье (береза, ель, иногда сосна, лиственница) начинается на предгорной равнине и распространяется к западу, северо-западу. Среди ягодных растений преобладает голубика, на болотах – морошка.

Животный мир типичен для горной лесотундры и тундры. Встречаются зайцы, песцы, разнообразные грызуны, редко олени, лоси, россомахи, волки и медведи. Из боровой дичи водятся белые куропатки, глухари. В долинах рек и на озерах гнездятся водоплавающие птицы. В реках Уса, Юньяха, Пага, Кокпела и Молюдмусюр-Ю водится хариус, в озерах – хариус, налим, окунь. Летом очень много гнуса.

В экономическом отношении изученный район не освоен. В северо-западной части площади листа (правобережье реках Уса) проходит ветка газопровода Бованенково–Ухта и железная дорога сообщением Москва–Воркута, от перегона 2108 км по 2137-й км со станциями Сивая Маска,

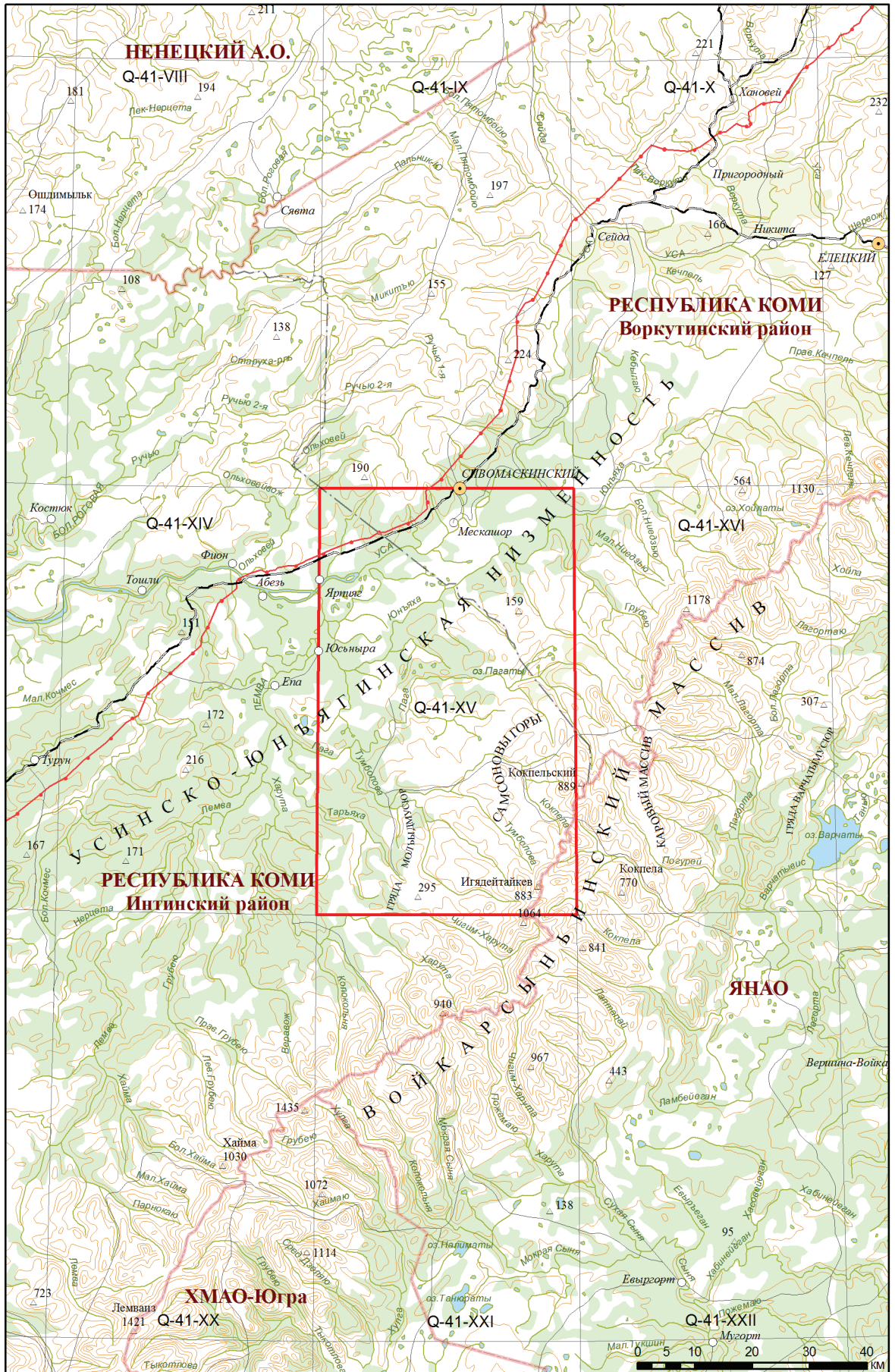


Рис. 1. Обзорная карта района работ.

Сармаю, Абезь. На правом берегу р. Уса есть небольшие поселки с пристанями – Мескашор и Ярпияг. До начала 1990-х годов функционировала ферма крупного рогатого скота Юньяха совхоза «Победа», где имелся скотный двор с летним выпасом коров. Эксплуатировались месторождения гравийно-галечного материала (пять карьеров), опок (месторождение Сармаю), добывались глины кирпичные и гончарные (четыре месторождения), а также строительные пески (карьер № 10). В настоящее время все объекты законсервированы.

Вдоль западного склона Урала проложены дороги для гусеничного транспорта, соединяющие между собой ст. Елецкая и г. Инта. Для колесного транспорта территория непроходима. В период весеннего паводка (май–июнь) движение любого наземного транспорта здесь прекращается.

Обнаженность горной части листа считается хорошей и удовлетворительной благодаря развитию скальных выходов, нивальных ниш и глубоких ущелий. В районе Самсоновых гор и гряды Молюдмусюр коренные выходы пород встречаются реже, водоразделы и склоны гор часто покрыты делювиальными развалами или задернованы. В бортах рек и ручьев вскрываются фрагменты разреза палеозойских отложений протяженностью от десятков до первых сотен метров.

Геологическое строение сложное. Геологические образования на площади относятся к двум крупным тектоническим структурам: Предуральскому краевому прогибу и Уральской складчатой системе. Предуральский краевой прогиб находится в северо-западной части территории и полностью перекрыт чехлом горизонтально залегающих образований позднего мела. Уральская складчатая система занимает большую юго-восточную часть листа и представлена Западно-Уральской синклиной (складчато-надвиговой) зоной.

В рамках проекта по геолого-минерагеническому картированию масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-41-XV в 2010 и 2011 гг. выполнены полевые работы, обобщены отчетные материалы предшествующих геологических, геофизических и тематических работ, проведен комплекс лабораторно-аналитических исследований и камеральных работ [136].

Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 первого поколения [18] в значительной мере устарела. Поэтому основой для составления новой Госгеолкарты-200 послужили в первую очередь материалы ГМК-200 Кокпельской площади [136] и материалы съемок масштаба 1 : 50 000 (ГС-50, ГДП-50) под руководством А. И. Водолазского [75, 76, 77, 78, 79] и Н. В. Лютикова [114, 115].

Изданные Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000 первого поколения [14, 15, 16, 17] в основном потеряли свою актуальность, поэтому увязка границ по западной и северной рамкам с соседними листами не проводилась. Восточная и южная рамки листа Q-41-XV полностью увязаны с подготовленными к изданию листами Q-41-XVI, XXI, XXII [23, 24].

Геологические карты и зарамочное оформление к ним, а также объяснительная записка выполнены в соответствии с основными положениями Методического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (второго издания), 2010 г.

Цифровые модели карт и сопровождающая их база данных подготовлены согласно Требованиям к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра цифровых материалов по листам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 второго издания (вторая редакция), 2009 г. и Единых требований 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, 2011 г.

Для построения цифровых моделей всех карт комплекта принята единая глобальная система сферических (географических) координат с использованием градусной метрики в десятичной системе счисления (в десятичных градусах). В качестве основного формата представления цифровой модели (ЦМ) принят формат шейп-файлов.

В качестве основы всех изобразительных средств при составлении карт использовалась «Эталонная база условных знаков» (ЭБЗ-200). База первичных и сопровождающих данных геологической информации составлена в форматах электронных текстов (dosx), таблиц (xlsx), растров (jpg) и включает материалы собственных исследований, а также предшествующих общих и детальных поисков на медь, бариты, золото.

В полевых работах участвовали сотрудники ОАО «ПУГГП» и ОАО «СибНАЦ»: И. З. Галиуллин, Л. Я. Островский, А. Н. Шадрин, В. А. Расторгуев, А. Г. Агафонов, Н. М. Посохов, В. Н. Показаньева, В. В. Григорьев, А. Е. Белосусов. В геохимических маршрутах были задействованы студенты-практиканты инженерного факультета РУДН, геологического факультета Казанского государственного университета и Новочеркасского геологоразведочного колледжа.

В составлении комплекта карт, текста и текстовых приложений объяснительной записки принимали участие В. А. Расторгуев, В. Н. Показаньева, А. Г. Агафонов, А. Н. Шадрин, Л. Я. Островский, Н. М. Посохов, А. П. Шелехов, О. В. Боровская, Л. П. Микшис, Ю. А. Корчагин, Д. Л. Хоробрых, О. Н. Плехова, Ю. Н. Торопова (ОАО «СибНАЦ»), И. З. Галиуллин (ОАО «ПУГГП»).

Спектральный приближенно-количественный и спектрохимический анализы на золото и платиноиды, а также анализы литогеохимических проб выполнены в аналитическом центре ОАО «Александровская опытно-методическая экспедиция» (АОМЭ) и ОАО «Тюменская центральная лаборатория» (ТЦЛ).

Полуколичественный рентгенофазовый, количественный спектральный и силикатный анализы проведены в лаборатории ОАО «Тюменская центральная лаборатория» (ТЦЛ).

Петрографическое описание шлифов проводилось сотрудниками Томского Госуниверситета докт. геол.-минер. наук А. И. Чернышовым и докт. геол.-минер. наук В. А. Врублевским, а также М. А. Костюк (ЗапСибНИИГГ).

Шлихи анализировались группой Р. Д. Порожской в ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция» (УГСЭ).

Диагностика фауны проведена сотрудницей Уральского геологического музея Уральского горно-геологического университета (УГМ УГГУ) В. А. На-

седкиной, палинологический анализ – канд. геол.-минер. наук Н. Е. Рябогиной в Институте проблем освоения Севера СО РАН.

Радиогеохронологические определения выполнены в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ».

Ввиду разночтения некоторых географических названий на картах разных изданий и авторов, далее по тексту нами приняты старые названия, которые использовались в материалах предшественников.

В связи с этим ниже приводятся наиболее часто употребляемые в тексте записки старые названия, а в скобках – их транскрипция на современной топооснове: Тумболова (Тумбялава), Молюдмусюр-Ю (Молидмусюрю), Молюдвож (Молидвож), Игядейюган (Игядейеган), Тумболовавож (Тумбялававож), Игядейтайкеу (Игядейтайкев).

Авторы признательны В. С. Ивановскому, А. Ф. Морозову, Т. В. Чепкасовой, А. Н. Мельгунову, Д. Н. Ремизову, Н. В. Лютикову, В. В. Григорьеву, И. Г. Перминову и другим коллегам, оказавшим разностороннюю научно-методическую консультативную помощь в ходе проведения работ и предоставивших материалы собственных исследований. Особую признательность авторы выражают М. А. Шишкину за помощь в редакции настоящего отчета и подготовке геологических материалов к изданию.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологосъемочные работы. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 первого поколения на территорию листа Q-41-XV была издана в 1975 г. по материалам ГК-200 [18]. В результате проведенных работ на площади выделено три структурных этажа, установлены границы и характер несогласий между байкалидами, уралидами и горизонтально лежащими отложениями альпийского структурного яруса. Возраст выделенных свит обоснован находками фауны. По данным картировочного бурения в северо-западной части территории были выделены пермские отложения, отнесенные авторами к угленосной толще Печорского угольного бассейна, которые перекрыты горизонтально залегающими осадками верхнего мела.

Отложения четвертичного возраста по генетическому типу расчленены на морские, озерно-ледниковые, озерно-аллювиальные и др. Выделены ледниково-морские осадки роговской свиты и слои, связанные с зырянским и сартанским оледенениями.

К недостаткам карты следует отнести недостаточно полную характеристику магматических образований. С позиций современного состояния изученности геологическая основа 1975 г. оценивается как устаревшая.

Геологические съемки масштаба 1 : 50 000 в пределах площади исследуемого листа начали проводиться с середины 1960-х годов. К наиболее важным результатам крупномасштабных съемок этого этапа, проведенных в Пагинском районе Лемвинской зоны (листы Q-41-54-B (г), Г (в,г); 55-B (в); 66-A (б,г), Б, В (б), Г (а,б); 67-A (а,в), В (а) авторы [77] относят:

1) выделение в составе доордовикских отложений двух самостоятельных свит – молюдмусюрской и кокпельской, несогласно перекрытых нижним ордовиком;

2) выделение нескольких свит в ордовике, в том числе новой – осадочно-вулканогенного состава – молюдшорской, подтвержденной ордовикской фауной;

3) выявление двух дайковых серий (диабазов и габбродиабазов) разного возраста и различного петрохимического состава;

4) выявление 15 новых проявлений полезных ископаемых.

В 1970 г. составлен отчет о результатах геологического картирования территории листов Q-41-54-B (г), Г (в,г); 55-B (в); 66-A (б,г), Б, В (б), Г (а,б) [78]. Он являлся дополнением к отчету о результатах поисково-оценочных работ на участках проявлений меди и литохимических аномалий. Здесь геологиче-

ская съемка сопровождалась массовыми радиометрическими поисками, металлотрическим и шлиховым опробованием, оценочными работами на поисковых участках.

В 1968–1971 гг. в южной части листа Q-41-XV на площади 526 км² Молдвожской партией под руководством А. И. Водолазского были проведены поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 [79, 80]. Ордовикские, силурийские и девонские отложения были расчленены на самостоятельные толщи, выявлены и частично оценены проявления полезных ископаемых, в их числе рудопроявления Молдвожское медистых песчаников, Юганское медно-свинцовое, проявление фосфоритов и нескольких зон пьезооптического кварца. Из-за отсутствия разрезов, надежно охарактеризованных фауной, и преобладания тектонически осложненных контактов между свитами, границы между ними были проведены без достаточного обоснования.

С 1980-х годов начинается этап геологического доизучения южной части площади в масштабе 1 : 50 000 (Q-41-65-B,Г; 66-B,Г) [114], сопровождающийся поисково-картировочным бурением. В результате ГДП-50 было подтверждено покровно-надвиговое строение района, значительно уточнены существующие геологические карты дочетвертичных и неоген-четвертичных отложений. Рифейско-вендские толщи объединены под названием молдвожской свиты. По району работ выделено три типа разрезов, отвечающих различным участкам бассейна седиментации, впоследствии совмещенных при шарьировании. Западный тип представлен последовательно харотской (S₁-D₁), пагинской (D₁₋₂), няньворгинской (D₂-C₁), воргашорской (C₁₋₃) и кечпельской (C₃-P₁) свитами. В центральном типе место воргашорской занимает яйюская свита (C₁₋₃). Восточный разрез включает погурейскую (Є₃-O₁), грубеинскую и харбейшорскую нерасчлененные (O₁₋₃) свиты. При этом восточные фации грубеинской свиты выделены в самостоятельную тыкотловскую свиту (O₁₋₂). При бурении установлены коры выветривания и неизвестные ранее в районе морские отложения палеогена (кыршорская и воровожская свиты), погребенные долины неоген-четвертичного возраста. Отчет по ГДП-50 не был завершен в связи с прекращением финансирования и отсутствует в фондах.

В 1992–1993 гг. Н. В. Лютиковым и М. И. Кузьминым на территории листов Q-41-54-B-б,г,Г; 55-B; 65-B-г; 66-B проводились геологическое доизучение и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [115]. Полевые работы выполнялись только в 1992 г. Работы в полном объеме по проекту не были окончены из-за проблем с финансированием и завершены информационным отчетом. Была составлена современная геологическая карта масштаба 1 : 50 000, где расчленение отложений Лемвинской СФЗ отвечает современным представлениям. Принципиальным является установление ордовикского возраста отложений молдмусюрской свиты и фактов, подтверждающих многослойное строение Лемвинского аллохтона.

В 2009–2011 гг. ОАО «ПУГПП» совместно с ОАО «СибНАЦ» проведены работы по объекту ГМК-200 листа Q-41-XV [136]. В результате на основе обобщения всех ретроспективных материалов и собственных полевых наблюдений уточнено геологическое строение территории листа, составлен комплект современной геологической основы масштаба 1 : 200 000, включающий автор-

ский вариант геологической карты доплиоценовых образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения, карту четвертичных отложений, а также прогнозно-минерагеническую карту на черные, цветные и благородные металлы, бариты, фосфориты. По результатам ГМК-200 в границах листа Q-41-XV дана оценка перспектив на золото, марганец, бариты, фосфориты и МПГ. На площади впервые выделены две потенциальные рудные зоны – Кокпельская золоторудная и Пальник-Мусюрская марганцеворудная. По этим зонам были подсчитаны прогнозные ресурсы и выделено пять участков перспективных на выявление объектов марганцевых руд и золота.

На смежные листы составлен комплект Госгеолкарты-200 в ГИС-формате по результатам проведенных работ на объекте «ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII» [137].

Поисково-разведочные работы на строительные материалы в северо-западной равнинной части площади начали проводиться группами В. Е. Ненасьева и В. Ф. Пухова с начала 1930-х годов. Были выявлены и оценены мелкие месторождения ПГС, строительных песков, кирпичных глин и опок.

В 1942 г. на описываемой площади А. И. Блохиным было открыто Пальникское проявление баритов. Годом позже С. А. Голубевым в горной и предгорной частях площади начинаются работы с целью оценки медного оруденения.

В 1960 г. проведены поиски масштаба 1 : 50 000 на медь в осевой части Полярного Урала в границах листов Q-41-XV, XVI, XXI, XXII: уточнено геологическое строение района, составлены карты масштаба 1 : 50 000 (геологическая, полезных ископаемых, шлихового и металлометрического опробования) и планы перспективных участков в масштабе 1 : 10 000 и 1 : 5 000 [106].

В 1962–1963 гг. выполнены общие поиски на медное оруденение в верховьях рек Грубе-Ю, Пальник-Ю, Пага и Погурей [101]. В результате данных работ среди эффузивно-пирокластических образований погурейской свиты выявлено Грубешорское рудное поле (Q-41-XVI), где в зонах лимонитизации обнаружено свободное золото.

Изучение меднорудного потенциала территории продолжилось в 1968–1970 гг. детальными поисками и поисково-оценочными исследованиями, однако объектов с промышленным оруденением обнаружено не было [80]. Тем не менее, на двух проявлениях рекомендовано продолжение работ. На Молдвожском проявлении медистых песчаников предлагается постановка электроразведочных работ и бурение поисковых скважин глубиной до 200 м, а на Юганском проявлении меди – геохимическое опробование, горные и буровые работы.

С 1974 по 1977 гг. в Лемвинской СФЗ проводились поисковые работы на золото [117]. Непосредственно на описываемой площади они ограничились опробованием пород на некоторых известных рудопроявлениях и магматических образованиях, сопровождаемых минерализованными зонами.

В 1976–1978 гг. на Пальникском проявлении баритов проводились поисково-оценочные работы под руководством Н. В. Лютикова. Были подсчитаны прогнозные ресурсы баритовых руд по категории Р₁, но из-за их низкого качества и сложных горнотехнических условий Пальникское проявление было исключено из списка объектов первоочередного освоения [111].

Тем не менее, в связи с широким развитием на территории баритоносных отложений пагинской (D_{1-2pg}) и яйюской (C_{1-3jj}) свит, к началу 1980-х годов были активизированы поисковые и поисково-оценочные работы на этот вид сырья. Площадь поисков охватила полосу средне-верхнепалеозойских образований западного склона Полярного Урала от р. Грубе-Ю на севере до р. Колокольня на юге (листы Q-41-XVI, XV, XXI). Работы завершились локализацией Пальникского рудного поля. Остались открытыми вопросы о перспективах фосфатности и природе контрастных вторичных ореолов марганца на опоскованной территории [113].

В начале XXI века проведение сейсморазведочных работ в северо-западной части листа приводит к выделению на равнине и предгорье структур, перспективных на нефть и газ [105, 124]. В настоящее время проводится дальнейшая оценка их нефтегазоносности бурением скважин глубиной более 4 тыс. м.

Тематические работы. Первые сведения по геологии листа Q-41-XV отмечены более 100 лет назад – в 1911 г., когда долину р. Уса посетил Н. А. Кулик, отметивший здесь широкое распространение верхнемеловых отложений. Аллювиальные отложения в долине Усы изучались в 1929–1930 гг. А. А. Черновым. В 1931 г. М. П. Кудрявцевым были осмотрены верховья рек Пага, Харута и Чигим-Харута. На р. Харута среди шиферных сланцев были впервые найдены силурийские граптолиты.

С 1939 по 1940 г. в процессе составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 по рекам Уса, Юньяха и Пага проходит маршрутом В. А. Котович, в палеонтологических сборах которого из глауконитовых песчаников р. Пага определена фауна тремадокского возраста.

В 1951 г. К. Г. Войновским-Кригером была закончена большая работа «Стратиграфия и тектоника западного склона Полярного Урала», подводящая итог предшествующим геологическим исследованиям, где в частности среди ордовикских образований, относимых ранее к филлитовой свите, впервые были выделены две вулканогенные формации – кокпельская и моллюдовожская.

Большой вклад в изучение геологии района внесли сотрудники КОМИ ФАН СССР (А. И. Елисеев, В. Н. Пучков, Я. Э. Юдович), ВСЕГЕИ (К. Л. Евсеев, Ю. В. Евдокимов, Т. Н. Корень, В. С. Енокян), объединения «Уралгеология» (В. Г. Варганов, В. А. Наседкина, Н. Я. Анцыгин), УНЦ АН СССР (С. Н. Иванов, С. Г. Червяковский), Ухтинского управления и объединения «Полярно-уралгеология» (А. И. Водолазский, Б. Я. Дембовский, Л. Н. Беляков, А. А. Саранин, Г. Я. Сабуров, О. Б. Гранович, Л. С. Колесник, В. А. Гуськов и др.).

В 1967–1969 гг. под руководством А. И. Елисеева были проведены детальные литолого-стратиграфические исследования каменноугольных отложений, обоснована их фациальная зональность в Лемвинской зоне, приведено детальное описание наиболее характерных фрагментов каменноугольного разреза.

В 1969–1975 гг. В. Н. Пучковым проведены маршрутные исследования, результаты которых отражены в многочисленных статьях и монографиях автора, изданных в 1973–1986 гг. С обнаружением им конодонтов в Лемвинской зоне наступил новый этап биостратиграфического изучения ранее «немых» разрезов. Находки конодонтов в средне-нижнедевонском интервале

позволили впервые обосновать непрерывность осадконакопления в Лемвинской СФЗ. Еще одним важнейшим итогом исследований В. Н. Пучкова является определение бативальной природы отложений Лемвинской СФЗ и их тектонической позиции, как образований пассивной континентальной окраины. Полученные им результаты формационно-генетического анализа послужили основой для создания первой тектонической карты Урала масштаба 1 : 1 000 000.

Значительный вклад в изучение стратиграфии палеозоя внесла Т. Н. Корень, проводившая исследования с А. И. Водолазским. На основе определения граптолитов, в составе харотской свиты силура были выделены и расчленены до граптолитовых зон лландоверийский, венлокский, лудловский и пржидольский ярусы.

В период 1974–1976 гг. А. А. Сараниным и Г. Я. Сабуровым проведены работы по составлению сводной геологической карты масштаба 1 : 200 000 севера Урала. Позднее в 1984 г. этими же авторами была составлена геологическая карта масштаба 1 : 500 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология», которая унаследовала трактовку геологического строения предыдущей карты.

Начиная с 1976 г. в работу по биостратиграфическому изучению осадочных формаций Лемвинской зоны активно включился Б. Я. Дембовский с палеонтологами и литологами «Уралгеологии» В. А. Наседкиной, М. Л. Ключиной и Н. Я. Анцыгиным. Усилиями этого коллектива была разработана схема расчленения среднеордовикских отложений, ранее относимых к качамылькской свите, а также в разрезе ордовика г. Молюдвож, рек Кокпела и Тумболова выделен горизонт медистых песчаников и обоснована его принадлежность к манитаньрдской формации Елецкого комплекса.

В 1979–1982 гг. объединением «Полярноуралгеология» были проведены работы по теме «Разработка и составление легенд для крупномасштабных геологических карт» под руководством А. З. Лямина.

В период с 1980 по 1987 гг. Л. Н. Беляковым совместно с Б. Я. Дембовским (ПГО «Полярноуралгеология») проведена большая работа по обобщению геолого-геофизических материалов с целью структурно-формационного и тектонического районирования территории деятельности объединения, завершённая созданием тектонической карты масштаба 1 : 1 000 000.

В 1983 г. А. И. Водолазский в своей диссертационной работе обобщил материалы геологосъемочных и поисковых работ по геологии Лемвинской СФЗ, проведенных лично автором на протяжении 15 лет.

Детальная формационная, геохимическая и металлогеническая характеристика осадочных образований Лемвинской зоны была дана в рамках выполнения темы «Осадочные формации севера Урала и Пай-Хоя и перспективы их рудоносности» А. И. Елисеевым, А. А. Беляевым, Г. Ф. Семеновым и др. в 1982–1985 гг.

В период 1988–1992 гг. при проведении опытно-методических работ по совершенствованию методики поисков марганцевых руд, связанных с мезо-кайнозойскими корами выветривания в пределах западного склона Полярного Урала, Н. Г. Новаковой на рассматриваемой территории дано описание нескольких выходов кор выветривания по породам различного возраста.

В 2002 г. под руководством В. П. Савельева была составлена геологическая карта Тимано-Печорской провинции масштаба 1 : 500 000, сопровождавшаяся краткой характеристикой стратифицированных образований и магматических комплексов, приведены схемы корреляции стратиграфических подразделений сводных легенд листов Госгеолкарты-200 второго поколения.

В 2007 г. коллективом сотрудников под руководством М. А. Шишкина издана Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа Q-41 – Воркута, на которой нашли отражение современные представления по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии и минерагении. В работе дана прогнозная оценка территории на широкий спектр полезных ископаемых, в том числе по территории листа Q-41-XV [25]. Все графические приложения комплекта выполнены в виде цифровых моделей, что позволяет легко использовать эти материалы при картосоставительских работах.

В 2009 г. были завершены работы по актуализации легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе) [153].

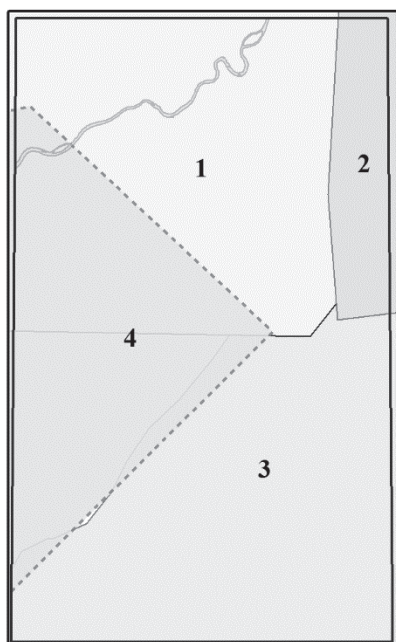
Геофизическая изученность. Гравиметрические работы. С конца 1950-х годов и до начала 1980-х изучаемый регион планомерно покрывается съемками масштаба 1 : 200 000 по методике, обеспечивающей возможность построения планов изоаномал сечением 2 мГал [96, 74, 107]. В результате было установлено, что характер гравитационного поля в равнинной части листа отражает рельеф поверхности карбонатной толщи пермо-карбона, а в горной обусловлен морфологией и масштабом геологических структур (рис. 2).

В 1972–1973 гг. проведены гравиметрические работы масштаба 1 : 50 000 с целью подготовки геофизической основы к последующей геологической съемке, а также структурно-тектонического районирования [118]. В осадочном чехле выделяются синклинальные структуры, перспективные на энергетические угли.

По данным измерения поля силы тяжести в масштабах 1 : 50 000–1 : 200 000 была составлена и издана Государственная гравиметрическая карта масштаба 1 : 200 000, лист Q-41-XV. Результаты векторизации последней совместно с материалами съемок масштаба 1 : 50 000 были использованы для создания цифровой геофизической основы по листу Q-41-XV и его внешнему обрамлению [44].

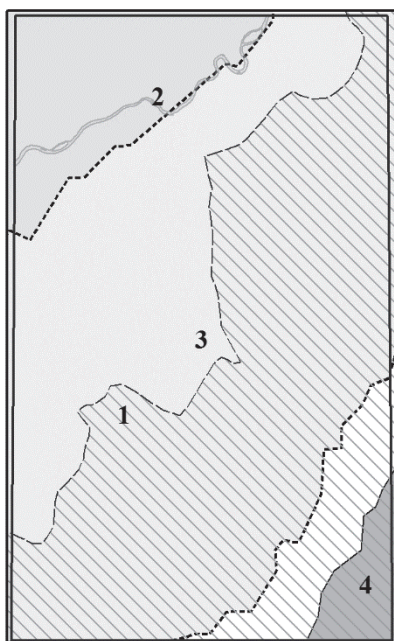
Аэромагниторазведочные работы. Первые аэромагнитные исследования в районе проводились в целях геологического картирования и поисков железорудных месторождений [130]. Низкая чувствительность аппаратуры (АСГМ-25) не позволила построить карты аномального магнитного поля (ΔT)_a с высокой разрешающей способностью.

Для обеспечения геофизической основой крупномасштабной геологической съемки и выявления структур, благоприятных для поисков каменных углей, в 1975–1976 годах в районе Косью-Роговской впадины и гряды Чернышева была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 [138]. Составлены карты (ΔT)_a масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000, схемы тектонического строения и структурного положения месторождений горючих полезных ископаемых. Выделены новые перспективные площади для поисков нефти и угля (рис. 3).



- Границы листа Q-41-XV
 Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000
 1 – Н. Г. Дмитриев, 1960
 2 – В. Н. Водолазский, 1963
 3 – А. Н. Конева, 1967
 Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000
 4 – С. И. Максимова, 1974

Рис. 2. Схема гравиметрической изученности листа Q-41-XV.



- Границы листа Q-41-XV
 Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000
 1 – Е. А. Подбелова, 1965
 Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000
 2 – В. А. Русанов, 1976
 3 – Г. Н. Куликов, 1986
 4 – Б. В. Малкин, 2009

Рис. 3. Схема изученности аэромагнитометрическими работами листа Q-41-XV.

С середины 1980-х годов аэромагнитные съемки начинают выполняться более высокочувствительной аппаратурой (КАМ-28) с радиогеодезической и фотограмметрической системой привязки измерений. На восточной части площади была выполнена высокоточная аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 [110]. Точность измеренных значений магнитного поля составила от $\pm 1,7$ до $\pm 3,43$ нТл. Получены новые сведения о строении фундамента и осадочного чехла, открыта надвиговая тектоника.

В 2006–2009 гг. ГНПП «Аэрогеофизика» выполнило комплексную аэрогеофизическую съемку масштаба 1 : 50 000 в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабытнанги [119]. Измерения модуля полного вектора индукции магнитного поля производились высокочувствительным квантовым аэромагнитометром «Аэромастер VN-99». Среднеквадратичная погрешность составляет ± 2 нТл.

В 2011 г. во ФГУП «ВСЕГЕИ» проведен сравнительный анализ аэромагнитных съемок, результатом которого стало создание цифровой модели магнитного поля для геофизической основы ГГК-200 по листу Q-41-XV.

Электроразведочные работы. Электроразведочные исследования в пределах листа Q-41-XV выполнялись в 1950-х и 1970-х годах методом теллурических токов (ТТ). По результатам съемки ТТ выделены Косью-Абезьская, Инта-Микитская, Усино-Лемвинская, Харуто-Пагинская аномальные зоны. Установлен ряд локальных аномалий в пределах Харуто-Пагинской зоны, связываемой с крупным поднятием по поверхности карбонатной толщи C_1-R_1 . Установлен ступенеобразный характер погружения фундамента на глубину до 10 км в сторону Косью-Роговской впадины (рис. 4).

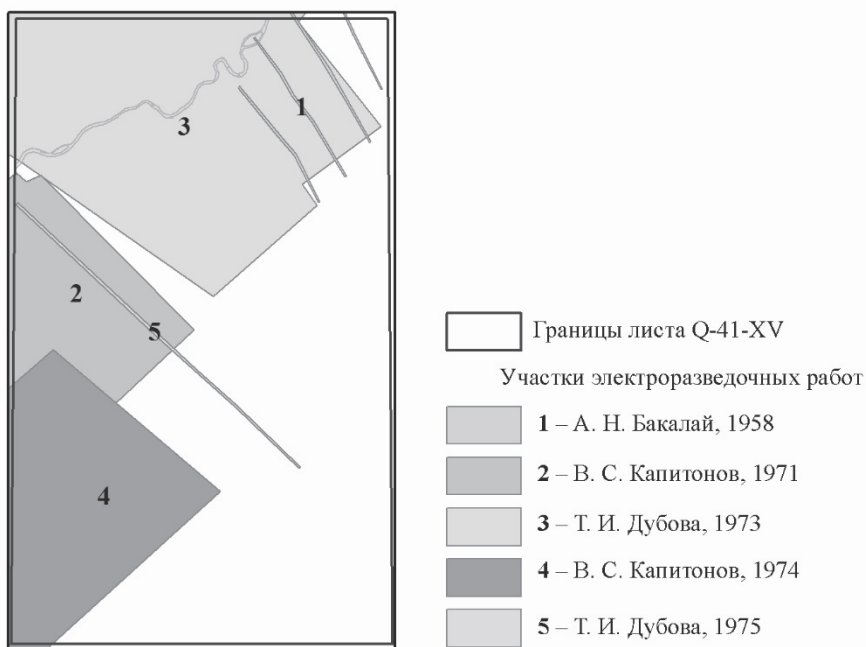


Рис. 4. Схема изученности электроразведочными работами листа Q-41-XV.

Сейсморазведочные работы. В западной части описываемой территории площадные исследования МОВ начали проводиться в 1970-х годах [154] с целью изучения геологического строения Воркутского поперечного поднятия и Косью-Роговской впадины. В результате в отложениях палеозоя были выделены структуры, перспективные на углеводороды.

В конце 1970-х годов проводятся работы МОВ-ОГТ с 6- и 12-кратным прослеживанием отражений по фланговой и центральной системе наблюдений. Эти исследования позволили изучить разрез до глубин 10–11 км.

С 1989 г. здесь начинают проводиться региональные сейсмические работы по методике с 24- и 48-кратным прослеживанием, в результате которых составлены глубинные геолого-геофизические разрезы, установлены основные закономерности осадконакопления и тектоническое строение зоны сочленения Воркутского поперечного поднятия и западного склона Полярного Урала [73, 105].

Площадные сейсмические работы ОГТ 1992–2002 гг. под руководством Н. Ф. Ирлин, Т. А. Карпюк установили сложное тектоническое строение осадочной толщи внутренней зоны Косью-Роговской впадины (рис. 5).

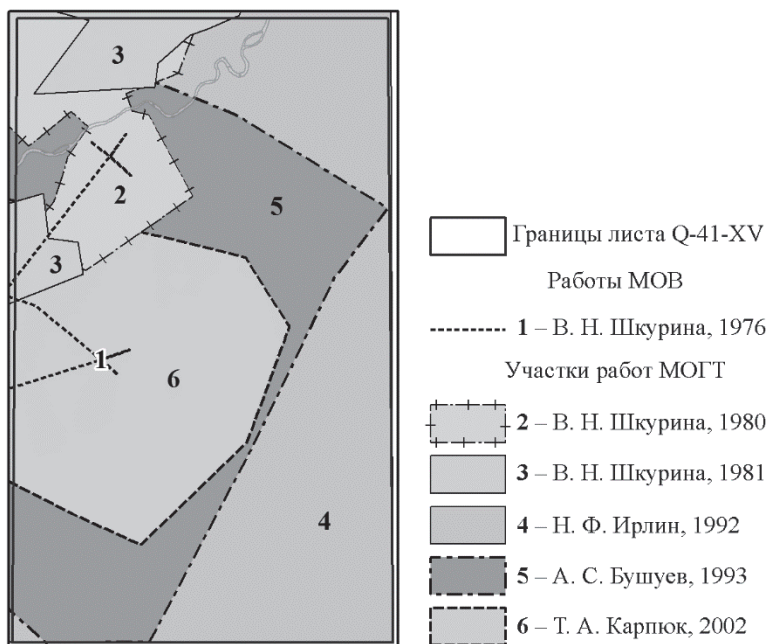


Рис. 5. Схема изученности сейсморазведочными работами листа Q-41-XV.

Геохимическая изученность. Геохимические работы были ориентированы на поиски месторождений полезных ископаемых и выполнялись в составе поисковых работ, а также при ГС-50 и ГДП-50. Основным методом избраны литохимические поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния.

При проведении ГС-50 на площади листов Q-41-54-B,Г и Q-41-66 [77] проводилось площадное геохимическое опробование рыхлых и коренных пород в масштабе 1 : 50 000, а на детальных участках – по сети, соответствующей масштабу 1 : 10 000. Аналогичными исследованиями в 1968–1970 гг. охвачена вся территория южной части листов Q-41-65; Q-41-66 в ходе проведения ГС-50 [80].

С начала 1980-х годов опережающее литохимическое опробование проводится с целью создания геохимической основы масштаба 1 : 50 000 для дальнейшего проведения геологического доизучения соответствующего масштаба. В 1983–1992 гг. ГДП-50 на листах Q-41-65-B,Г и Q-41-66-B,Г сопровождается геохимической съемкой, но работы не завершены [114]. В 1991 г. на восточной части описываемой территории по проекту ГГС/ГДП-50 работы начинаются профильным отбором сколковых геохимических проб. Их результаты представлены только в виде информационного отчета [115].

В ходе поисковых работ на золото в Лемвинской СФЗ в 1974–1977 гг. были проведены литохимические поиски по вторичным ореолам на 11 участках, один из которых Юганский находится на территории листа Q-41-XV [117]. По результатам опробования в масштабе 1:10 000 выделено значительное количество мелких аномалий Au с содержанием от сотых долей г/т до 0,45 г/т, не имеющих практического значения.

В 1983–1984 гг. в центральной части Лемвинской СФЗ были проведены целенаправленные общие поиски баритов по вторичным ореолам рассеяния по сети 500 × 50 м и выделены вторичные ореолы Ba, Mn, Cu, Zn, Pb, V, Sr и др. Авторы обратили внимание на обилие аномалий марганца с содержаниями этого металла до 1 %, однако их природа осталась невыясненной [112]. Тогда же опробовались коренные породы из естественных обнажений и канав.

В 1990-е годы на территории западного склона Полярного и Приполярного Урала проводятся исследования, направленные на выяснение металлогенической специализации черносланцевых отложений Лемвинской зоны. По их результатам дана геохимическая характеристика большинства стратиграфических подразделений Лемвинской зоны, разработаны геохимические критерии прогноза рудоносности, показано, что средние содержания таких элементов, как Ba, Mn, P, F, V, B, Ag, являются типичными для океанических осадков, что косвенным образом указывает на глубоководный генезис лемвинских кремнисто-сланцевых отложений [68].

Целевым назначением геохимических работ в рамках ГМК-200 листа Q-41-XV являлось составление геохимической основы для геолого-минералогического картирования масштаба 1 : 200 000 и оценка прогнозных ресурсов Cu, Mn, Ba, Au на выделенных перспективных площадях [136]. Площадь литохимического опробования аллювиальных осадков (потоки рассеяния) составила 1053 км². В профильном варианте с шагом 50 м выполнены литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния на аномальных участках в объеме 74 пог. км. По результатам данных работ получено распределение по площади 26 химических элементов, а также выделены две потенциальные рудные зоны, перспективные на золото и марганец.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные геологические образования описываемого района были сформированы в течение позднерифейско-кайнозойского этапа геологической истории. Наиболее древние, позднерифейские, отложения на площади листа представлены преимущественно вулканогенными породами, накопленными в Лемвинской подзоне Ляпинской структурно-формационной зоны (СФЗ). Залегающие выше по разрезу вулканогенно-осадочные и осадочные породы раннего–позднего палеозоя образовались в условиях Восточно-Лемвинской и Западно-Лемвинской подзон Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Процесс осадконакопления позднепалеозойских осадочных и угленосных свит происходил одновременно в пределах двух СФЗ: Западно-Уральской и Косью-Кортаихинской. Завершающие литифицированный разрез осадочные отложения мезозойского возраста сформировались в Полярно-Предуральской СФЗ. Рыхлые морские, ледниковые и аллювиальные осадки кайнозоя на равнинной северо-западной части описываемой территории относятся к Предуральской структурно-фациальной области, а в юго-восточной половине листа ледниковые и склоновые осадки – к Уральской СФЗ.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

На территории листа наиболее древними образованиями являются отложения молюдвожской свиты позднерифейско-раннекембрийского возраста. Они относятся к байкальскому структурному этажу и находятся в пределах Ляпинской структурно-формационной зоны (СФЗ), представленной на листе Q-41-XV Лемвинской подзоной.

Верхнерифейская эратема–кембрийская система, нижний отдел, нерасчлененные

Молюдвожская свита (RF_3-C_{1ml}) впервые была выделена К. Г. Войновским-Кригером [8] на руч. Молюдвож и отнесена им предположительно к ордовику. Позже В. Н. Гессе [88] она была включена в состав копельской свиты. По результатам геологических исследований Н. В. Лютиковым [115]

свита была восстановлена как самостоятельная, а ее возраст был определен Б. Я. Дембовским [95] как позднерифейско-вендский.

Моллюдовжская свита в виде тектонической пластины протяженностью 45 км при ширине 1–6 км выходит в юго-восточной части описываемой территории в составе Восточно-Лемвинского пакета покровов. Простирается — северо-восточное. Стратотип расположен на описываемой территории, в районе руч. Моллюдовж.

Согласно современным представлениям [153], в составе свиты выделяются две подсвиты. Нижняя – существенно эффузивная (базальтоидная) представлена метабазами с редкими прослоями метатUFFитов и метатUFFосилитов. Верхняя подсвита – вулканогенно-осадочная (туфогенно-метариолитовая) сложена метариолитами и их туфами, метакластолавами, метатUFFоалевролитами, парасланцами серицит-хлорит-кварцевого, серицит-хлоритового состава, прослоями метабазальтов.

В пределах листа подсвиты уверенно не выделяются. По данным Н. В. Лютикова [115], моллюдовжская свита сложена комплексом вулканогенных пород контрастной базальт-риолитовой серии с подчиненным количеством вулканогенно-осадочных и осадочных образований.

Основной объем нижней части разреза (70–80 %) составляют базальты, 25–30 % которых представлено порфиоровыми разностями. Центральные части наиболее крупных тел основного состава хорошо раскристаллизованы. Среди метабазальтов выделяются красноцветные миндалекаменные и зеленовато-серые афировые разности. В меньшем количестве присутствуют метатUFFиты, представленные туфопесчаниками, туфоалевролитами и, реже, туфогравелитами.

В верхних горизонтах свиты появляются отдельные пластовые тела порфировых риолитов и туфы кислых эффузивов.

Отложения моллюдовжской свиты в пределах площади смяты в дисгармоничные складки при общем, относительно пологом залегании. По данным Н. В. Лютикова [115], вскрытая мощность отложений свиты, с учетом складчатости, составляет не менее 400–500 м. По материалам Д. Н. Ремизова [23], на примыкающей с юга территории мощность отложений свиты достигает 1000 м.

По петрохимическим показателям [114], метабазальты моллюдовжской ассоциации относятся к базальтам с субщелочным (до щелочного) уклоном. При достаточно высоких содержаниях K_2O (1–6,2 %) по соотношению щелочей породы попадают преимущественно в поле от умереннонатриевых до высоконатриевых.

Содержание SiO_2 в базальтоидах варьирует от 41,86 до 61,7 % (среднее значение 51,4 %). По количеству Al_2O_3 метабазальты относятся к среднеглиноземистому типу в отличие от низкоглиноземистых разностей кокпельской ассоциации.

По соотношению железа и магния все метабазальты моллюдовжской свиты относятся к железо-магниевому типу с коэффициентом $Fe/Fe+Mg$ от 0,4 до 0,6. По концентрации TiO_2 основная масса проб моллюдовжской ассоциации характеризуется умеренно- или низкотитанистым уклоном (0,7–1,5 % TiO_2).

По результатам работ ГМК-200 2011 г. [136], основные породы моллюдовжской свиты по содержанию SiO_2 (48,06–53,39 %) отнесены к базальтам,

реже к андезибазальтам. По содержанию K_2O (0,11–2,78 %) половина проб относится к низкокалиевым разностям, 25 % к умеренно калиевым и еще 25 % к высококалиевым. По сумме щелочей ($K_2O + Na_2O$) породы в основном следует относить к нормальному ряду. По содержанию Al_2O_3 (14,95–15,94 %) вулканы умеренноглиноземистые, а по концентрации TiO_2 – умеренно- и низкотитанистые.

Породы изменены до фации зеленых сланцев. В разрезе свиты присутствуют орто- и парасланцы, преимущественно микросланцевой разновидности, тектониты по эффузивным и осадочным породам. Порфириобласты в сланцах представлены кварцем, эпидотом, плагиоклазом (альбит, редко олигоклаз № 24), реже мусковитом, агрегатами кристобалита. По реликтовым структурам и минералам восстанавливаются исходные породы – долериты, андезиты, базальты, риолит-порфиры, туфы основного, среднего и кислого состава. Обычными изменениями для моллюдовожских пород являются хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, лейкоксенизация, гематитизация.

По результатам определений физических свойств, плотность основных пород моллюдовожской свиты находится в пределах 2,62–2,95 (среднее 2,82) г/см³.

В результате профильного геохимического опробования разреза моллюдовожской свиты нами были составлены четыре выборки: песчаники и алевролиты, эффузивы основного состава, сланцы, эпидотизированные породы. По каждой группе проб были вычислены средние содержания химических элементов, которые сравнивались с кларками главных типов горных пород земной коры, а также с региональными кларками изучаемого района. Ниже приводится геохимическая характеристика свиты отдельно по каждой выборке.

Эффузивы основного состава (25 проб) по сравнению с кларками основных пород земной коры обогащены Yb, Zn и Pb в 1,5–2 раза. Следует особо отметить в этих породах аномально высокие концентрации Cd, которые превышают кларк в земной коре и региональный кларк в 25 раз! Меньше в этих породах относительно кларка содержится: Mn, Ba, Ni, Co и Cu в 1,5–2 раза, V, Ti, Cr и P в 2,5–3 раза. Кроме того, в вулканитах основного состава были обнаружены Pt 10–15 мг/т и Pd 5 мг/т.

Песчаники и алевролиты (36 проб) по сравнению с кларками аналогичных пород земной коры содержат повышенные концентрации Mn, Cr, Zn и Ga в 1,5–2 раза, V в 3 раза. Меньше в них: Yb, Li и Ge в 1,5–2 раза, Zr в 2,5 раза, Ti в 6 раз. Остальные химические элементы находятся на уровне кларков земной коры.

Выборка *сланцев* моллюдовожской свиты состоит из пять проб. По сравнению с региональными кларками в сланцах отмечаются повышенные содержания Cr, Ni, Zn и Pb в 1,5–2 раза, Zr в 2,4 раза. Количество Yb превышает региональный фон почти в 20 раз! Меньше в 1,5–2 раза в сланцах V, Nb, Li, Cu и Sn, в 2,5–2,7 раза Mn и Co, в 5 раз Ti.

Эпидотизированные породы представлены четырьмя пробами. По сравнению с региональными кларками породы обогащены V, Cr, Zr и Yb в 1,5–2 раза, Ni в 4 раза. Меньше в них содержится: Sn в 2 раза и Ti в 5 раз.

Таким образом, если говорить о металлогенической специализации, то следует отметить в основных породах аномально высокие концентрации Cd, сопровождающиеся благороднометалльной минерализацией (Pt, Pd) и Yb в

сланцах моллюдвожской свиты. Факт концентрации Yb в сланцах требует подтверждения более представительной выборкой.

По данным Д. Н. Ремизова [137], для соседней территории геохимия горных пород свиты существенно отличается от соответствующих параметров прочих магматических пород региона и ближе всего подходит к базальтам Срединно-океанического хребта (СОХ). Несколько повышенные содержания легких редких земель и крупноионных элементов могут быть связаны с наложенными метаморфическими процессами. Содержания Nb и Ta в породах практически точно отвечают базальтам СОХ. Эти показатели свидетельствуют о возможном океаническом происхождении данной свиты, однако вопрос нуждается в дальнейшем, более детальном изучении.

Отложения моллюдвожской свиты неплохо обнажены и хорошо дешифрируются на АФС.

Нижняя граница моллюдвожской свиты неизвестна, верхняя – почти повсеместно тектоническая. Однако на описываемой площади в нескольких местах наблюдается стратиграфический контакт пород моллюдвожской свиты с осадками вышезалегающей погурейской свиты.

По данным Н. В. Лютикова [115], в районе высоты Лев. Погурей наблюдается несогласное налегание погурейской свиты ($\text{Є}_3\text{-O}_1pg$) на образования моллюдвожской свиты. Здесь на базальтах моллюдвожской свиты (видимой мощностью более 10 м) со структурным и стратиграфическим несогласием залегают красноцветные полимиктовые конгломераты с линзами гравелитов и песчаников общей мощностью более 10 м. В гальке конгломератов содержатся базальты, риолиты, туфы, туфоалевролиты и туфопесчаники. А. И. Водолазский [77] также отмечает наличие здесь углового несогласия между вулканистами моллюдвожской и конгломератами погурейской свит. Б. Я. Дембовский [29], исследовавший это обнажение, считает зону контакта тектонической, а неокатанные обломки – тектонической брекчией. Убедительных доказательств углового несогласия авторы здесь также не обнаружили.

Второй, предположительно нормальный контакт моллюдвожской и погурейской свит описан Б. Я. Дембовским [29] в районе р. Пага. Здесь в сложной тектонической обстановке в одной из пройденных им канав описано несогласное залегание погурейских конгломератов на моллюдвожских вулканитах. Однако, по мнению Н. В. Лютикова [115], картина и в этом месте далеко неоднозначная, и контакт между свитами, возможно, тектонический.

Возраст моллюдвожской свиты установлен сборами на площади листа микрофитолитов позднего рифея: *Leiominuscula minuta* Naum., *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim., *Kildinella sinica* Tim., *K. hyperboreica* Tim. и венда: *Asperatopsophosphaera partialis* Shepeleva, *Bavlinella faveolata* Schep., *Granomarginata squamacea* Volk., *Leiosphaeridia minor* Schep. и др. [95].

Ожнее, на территории листа Q-41-XX, вендский возраст свиты подтвержден результатами абсолютного датирования субвулканических риолитов моллюдвожского комплекса на р. Бол. Хайма – 564 ± 10 млн лет (SHRIMP II, ВСЕГЕИ), а раннекембрийский возраст верхней части моллюдвожской свиты – определениями абсолютного возраста риолитов экструзивно-субвулканической фации – $522,0 \pm 3,4$ млн лет (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) [62, 23].

Общая мощность моллюдвожской свиты — более 500 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Ранне-среднепалеозойские отложения рассматриваемой территории относятся к Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоне (СФЗ) и формировались в условиях глубокого шельфа, континентального склона и подножья пассивной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) [47, 66].

В пределах СФЗ по особенностям геологического строения выделяются Западно-Лемвинская и Восточно-Лемвинская подзоны, характеризующиеся различными типами разреза. На площади листа подзоны соответственно представлены частями Хайминско-Пагинского и Южно-Лемвинского районов. Граница подзон в современной структуре проводится по линии Грубеинского надвига.

Позднепалеозойские отложения (поздний карбон, пермь) относятся к Косью-Коротаихинской СФЗ Предуральской структурно-формационной мегазоны (СФМЗ) и Лемвинской подзоне Западно-Уральской СФЗ Уральской СФМЗ.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Погурейская свита ($\text{Є}_3\text{--O}_1pg$), выделенная В. Н. Гессе [12], расположена в пределах Восточно-Лемвинской структурно-формационной подзоны и тяготеет пространственно к выходам пород молудвожской свиты. Распространена в верховьях рек Погурей, Кокпела, Харута, Грубе-Ю, в серии тектонических чешуй и ядрах сорванных линейных антиклиналей.

Стратотип расположен на территории листа Q-41-XVI на руч. Погурей-Егарт, притоке р. Погурей. Свита терригенная, представлена песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов, в основании присутствуют линзы конгломератов.

По материалам Н. В. Лютикова [115], на описываемой площади в разрезе свиты выделяются три толщи. Нижняя представлена переслаиванием красноцветных конгломератов, от среднегалечных до валунных, гравелитов и песчаников. Конгломераты насыщены тяжелым рудным шлихом (гематит, циркон, рутил). В составе – гальки красные кварциты, красные и серые порфировые риолиты, гранит-порфиры, долериты, миндалекаменные базальты. Цемент псаммитовый или алевролитовый того же состава, что и галька с примесью кварца. Размерность обломочного материала уменьшается вверх по разрезу. Мощность толщи – от первых до нескольких десятков метров.

Средняя часть разреза представлена субаркозовой толщиной гравелито-песчаникового состава с подчиненным количеством алевролитов. На площади листа обнажена слабо. Характерной особенностью является присутствие аркозовых песчаников, в которых обломки резко преобладают над цементом. Количество цемента не превышает 15–20 % объема породы. Состав обломков в гравелитах и песчаниках: кварц – 55–70 %, полевошпатовый шпат – 25–40 %. Состав цемента серицит-хлорит-кварцевый. В тонкозернистых песчаниках и алевролитах количество цемента увеличивается до 50–70 %. Обломочная часть на

50–60% состоит из кварца, остальное – палевые шкпаты. В верхней части толщи присутствуют прослои и линзы органических известняков. На прилегающей с востока территории из глинистых известняков выделены конодонты *Cordylodus proavus* Mull., *Eoconodontus notchpeakensis* (Mill.), *Proacontiodus jilinensis* (Chen et Gond), *Phakelodus* cf. *tenuis* (Mull), указывающие на позднекембрийский возраст вмещающих слоев [114, 109]. Мощность средней толщи – 100–150 м.

Верхняя толща карбонатно-алевролитовая. На площади работ это монотонные алевролиты и алевросланцы с редкими прослоями известняков и карбонатных конкреций. Восточнее на площади листа Q-41-XVI в разрезах по ручьям Погурей–Егарт, Погурей–Соим и в ряде других мест собраны брахиоподы *Apheoptis vicina* Wallcot, *Tritoechia* aff. *quebecensis* Ulr. et Coop., *T. lermontovae* (Lissn.), *Alimbella* sp. и др., указывающие на тремадокский возраст отложений. По данным Н. В. Лютикова, мощность верхней толщи на рассматриваемой площади – 50–70 м.

На породы свиты наложены метаморфические изменения фации зеленых сланцев. Типичными представителями метаморфитов погурейской свиты являются парасланцы и катаклазиты. Все породы с различной степенью отчетливости сланцеватые, микроплойчатые с порфинокластовыми, микропорфиробластовыми структурами.

Протопороды изменены меньше, чем в молюдвожской свите, поэтому в шлифах хорошо определяются исходные аркозовые и полимиктовые песчаники, гравелиты. В составе сланцев встречаются нематобластические метасоматиты, сложенные актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом, лейкоксеном в различных соотношениях. Отмечались хлорит-тремолитовые сланцы и сланцы с порфиробластами пирита.

По результатам определения физических свойств, плотность терригенных пород погурейской свиты составляет от 2,59 до 2,99 (среднее 2,63) г/см³.

По результатам геохимического опробования пород погурейской свиты были выделены три выборки: песчаники, туфопесчаники и филлиты.

В *песчаниках* (19 проб) относительно кларков земной коры отмечаются повышенные содержания V, Cr, Ni и P в 1,5–2,5 раза. Пониженные концентрации характерны для Mn, Li, Ge в 1,5–2 раза и Ti, Zr, Yb в 3 раза.

Выборка по *туфопесчаникам* представлена девятью пробами. По сравнению с кларками осадочных пород туфопесчаники содержат повышенные концентрации V, Cr и P в 2–2,5 раза. Пониженные содержания отмечаются для Mn, Zr, Yb, Co, Cu в 1,5–3 раза, Ti в 4 раза.

Выборка *филлитов* состоит из 12 проб. По отношению к региональным кларкам в породах отмечаются повышенные концентрации Zr, Li, Ni, Co и P в 1,5–2 раза, Cr в 3 раза. Пониженные содержания характерны только для Ti в 2 раза.

Отложения погурейской свиты трансгрессивно ложатся со стратиграфическим и, видимо, небольшим угловым несогласием на вулканогенно-осадочные образования молюдвожской свиты. Верхняя часть разреза согласно перекрывается осадками грубеинской свиты.

Возраст свиты по определениям фауны на описываемой и соседних территориях и соседних обосновывается в интервале позднего кембрия–раннего ордовика (тремадок). Б. Я. Дембовский [31] высказывает предположение, что

возрастная граница конгломератовой формации может быть «плавающей»: от позднего кембрия до раннего тремадока ордовика.

Суммарная мощность погурейской свиты в бассейне р. Зап. Погурей достигает 400–420 м. Общая мощность погурейской свиты с учетом соседних территорий колеблется от 550 до 900 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Грубеинская свита (*O_{gr}*) впервые была выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1940 г. под названием филлитовой свиты, современное название получила в 1956 г. по р. Прав. Грубе-Ю, где и расположен ее стратотип [7]. Входит в состав Восточно-Лемвинской СФЗ.

На описываемой площади имеет незначительное распространение. Закартирована как самостоятельное подразделение только в крайней юго-восточной части описываемого листа. Выходы свиты шириной 800–1000 м в виде двух полос северо-восточного простирания выходят в юго-восточной водораздельной части описываемого листа.

Разрез грубеинской свиты на описываемой площади, по данным Н. В. Лютикова [115], терригенный и представлен переслаиванием зеленых, зеленовато-серых, лиловых, вишнево-красных алевролитов, алевритистых глинистых сланцев и алевропесчаников с хорошо выраженной градационной слоистостью. Наблюдается чередованием пачек, состоящих из серии ритмов, имеющих одинаковое наполнение. Мощность пачек – от первых метров до 10–15 м.

Состав алевролитов и алевросланцев кварцевый, кварц-полевошпатовый или кварц-гематит-хлоритовый. Окраска лиловых разностей обусловлена тонкораспыленным гематитом, зеленых – повышенными содержаниями хлорита и эпидота.

В нижней части разреза преобладают существенно алевросланцевые сероцветные пачки, с подчиненным количеством среди них алевролитово-алевросланцевых разностей.

В основании ритмов находятся наиболее грубые крупно-среднезернистые разности, которые к кровле ритма постепенно переходят в мелкозернистые глинистые, реже филлитовидные разновидности. В подошве ритма часто появляются прослойки пелитоморфных известняков. Мощность ритмов – от 10 до 30 см, известняков – 5–10 см.

Выше алевросланцевая толща постепенно сменяется зеленоцветной алевролитово-алевросланцевой, представленной чередованием алевролитово-алевросланцевых, существенно алевросланцевых, алевролитовых и редко алевролитово-алевросланцево-филлитовых пачек при явном преобладании первых.

Залегающая выше по разрезу зеленоцветная алевролитово-алевросланцевая толща характеризуется более однородным строением, относительно меньшей и более выдержанной мощностью ритмов, достаточно однотипным их строением и значительно более резкой дифференцированностью материала в объеме ритма. Преобладающая мощность ритмов – 4–7 см, редко до 10 см. В основании ритма – светло-серые пелитоморфные известняки мощностью 0,3–2 см либо известковистые алевролиты.

Красноцветные и пестроцветные ритмы залегают среди образований верхней толщи и образуют, вероятно, самые верхи данного типа разреза. Они характеризуются слабой дифференцированностью по зернистости и тонкоритмичным строением (2–4 см). В основании красноцветных ритмов (как и вмещающих их зеленоцветных) прослой зеленовато-серых известняков мощностью 1–3 см, выше известковистые серовато-коричневые среднезернистые алевросланцы сменяются красновато-коричневыми мелкозернистыми алевролитистыми сланцами. Переход к зеленоцветной части разреза осуществляется постепенным смещением границы красноцветности от грубой в тонкую часть ритмов.

Породы свиты изменены до фации зеленых сланцев. При этом в осадках сохранены алевро-псаммитовые, псаммитовые структуры. Глинистая составляющая алевролитов и аргиллитов перекристаллизована в кварц-карбонат-серицит-эпидотовый агрегат. Обломочный материал метапесчаников слабо изменен, микроскопически диагностируются обломки минералов и протопород. Пленочный и поровый цемент имеет кремнисто-серицитовый состав.

На АФС площадь распространения пород грубеинской свиты по фототону выделяется достаточно уверенно благодаря определенному набору дешифровочных признаков, отличных от признаков соседних образований.

Нижний контакт с отложениями верхней толщи погурейской свиты на площади работ имеет характер постепенного перехода. Подобные контакты характерны и для смежных районов. Нижняя граница грубеинской свиты проводится по появлению в верхней части разреза погурейской свиты первых прослоев фиолетовых филлитов. Верхняя граница определяется по исчезновению лиловых разностей пород и появлению монотонных пачек зеленых алевропесчаников харбейшорской свиты [24].

По материалам Н. Б. Кузнецова [109], в пределах описываемой площади из отложений свиты на р. Молюдвож были собраны конодонты *Oistodus parallelus* Pander, *Oncotodus* sp., *Drepanodus* sp. позднетремадокско-аренигского возраста.

На примыкающей территории в переходном горизонте между погурейской и грубеинской свитами собраны трилобиты верхнего тремадока. Южнее, по р. Харута имеются находки аренигских граптолитов *Phyllograptus elongatus* Bulm., *Ph. densuis* Torn. [23]. Согласно этим находкам, а также по положению в разрезе возраст грубеинской свиты принимается в интервале поздний тремадок – ранний арениг.

Мощность свиты на площади листа оценивается Н. В. Лютиковым [115] в 200–600 м, на соседних территориях – до 800 м.

Кокпельская свита (О₁кр) выделена К. Г. Войновским-Кригером [8] и объединяет зеленокаменно измененные вулканы и метапаропороды предположительно ордовикского возраста. Находится в пределах Восточно-Лемвинской СФЗ. Название дано по р. Кокпела. Позднее объем кокпельской свиты расширялся [13, 75, 3, 155, 93, 116] за счет включения в нее практически всех эффузивных комплексов Лемвинского аллохтона. На Кокпельской площади в нее были включены вулканы молюдвожской свиты под наименованием западных фаций кокпельской свиты [77]. Позже она была включена в состав грубешорской свиты О₁₋₂ [94].

В настоящее время кокпельская свита выделяется в юго-восточной части описываемой площади, в бассейне верховьев рек Кокпела, Тумболова, Молодмусюр-Ю и Игядейюган. Свита выходит в виде полосы северо-восточного простирания длиной 21 км при ширине от 1 до 4 км.

Кокпельская свита рассматривается в качестве фациального аналога грубеинской свиты в Восточно-Лемвинской подзоне и представлена метабаазальтами массивными и миндалекаменными, спилитами и аповулканогенными сланцами. Отличается от вулканогенных пород молодвожской свиты отсутствием в разрезе вулканитов кислого состава. Однако следует отметить, что в свите находятся субсогласные тела риолитов, которые условно относят к пожемскому риолитовому комплексу [25, 137].

По нашим наблюдениям на водораздельной части в районе горы Игядейтайкеу в разрезе свиты присутствуют филлитовидные сланцы, а также зеленоцветные тонкослоистые песчаники и туфопесчаники с редкими прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Галька в конгломератах уплощенная, хорошоокатанная. Характерной особенностью конгломератов является присутствие в их составе ярко-зеленой гальки эпидотизированных пород.

Один из опорных разрезов свиты находится восточнее описываемой площади на р. Кокпела [95] и представлен метабаазальтами и ортосланцами зеленого цвета с подчиненным количеством зеленых алевролитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев. В метабаазальтах местами отмечаются реликты подушечных и миндалекаменных текстур, а среди подушечных метабаазальтов иногда встречаются бордово-красные гидротермально-метасоматические яшмоиды-джаспериты. Обломки таких же яшмоидов среди отложений свиты были встречены нами в районе горы Игядейтайкеу.

На породы свиты наложены метаморфические изменения фации зеленых сланцев. В сланцах практически отсутствуют структуры и минеральные парагенезисы протолита. Типичными представителями кокпельских метаморфитов являются актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые ортосланцы по основным эффузивам и долеритам. Широко развиты в составе свиты милониты и филлониты с порфирукластической и милонитовой структурами. При преобразовании терригенных пород формируются субпараллельные зоны, обогащенные стильпномеланом, зеленым хлоритом и кварцем. В составе сланцев и милонитов кокпельской свиты зачастую одним из главных компонентов является глаукофан, обычно в ассоциации с мусковитом, серицитом, хлоритом и лейкоксенном, где он слагает основную ткань метаморфитов. Метасоматоз выражается в широком развитии в породах свиты эпидота, альбита и кварца.

По результатам силикатного анализа (две пробы) вулканиты кокпельской свиты на описываемой территории можно отнести к андезибаазальтам и трахиандезибаазальтам, низко- и умереннокалиевым [54].

По химическому составу вулканогенные породы, по мнению М. А. Шишкина [152], идентичны габбродолеритам орангьюганско-лемвинского комплекса.

В результате геохимического опробования разреза кокпельской свиты породы были разделены на четыре выборки: филлитовидные сланцы, песчаники, метапесчаники и эффузивы основного состава.

Филлитовидные сланцы кокпельской свиты (26 проб) по сравнению с региональными кларками содержат повышенные концентрации Cr, Ni, Pb в 1,5–2 раза и Sr в 3 раза. Пониженный уровень содержаний отмечается для Mn, Ti, Cu в 2 раза. Остальные элементы находятся на уровне фона.

В *песчаниках* (22 пробы) повышенные содержания по сравнению с кларками в земной коре характерны для Cr, Y, Li, Ni, Co и Ga в 1,5–2 раза, Mn, Cu, Zn и P в 2,5–3 раза, V и Sc в 4 раза. Следует отметить аномально высокие содержания в песчаниках Cd, концентрация которого превышает кларк и региональный фон в 50 раз! Пониженные содержания по сравнению с кларками можно отметить только для Ti и Zr в 2–2,5 раза.

Метапесчаники (22 пробы) по геохимическим особенностям близки к песчаникам, однако не содержат повышенных концентраций Cd. Они по сравнению с кларками обогащены Cr, Li, Co, Zn, P и Ga в 1,5–2 раза, V в 4 раза. Метапесчаники обеднены Zr и Yb в 1,5–2,5 раза, Ti в 4 раза. Остальные элементы находятся на уровне фона.

Эффузивы основного состава (семь проб) по сравнению с кларками содержат повышенные концентрации только Ba и Pb в 2–2,5 раза. Обеднены Mn, V и Sn в 2 раза, Sr в 3 раза, Ni и Co в 4 раза и Ti в 8 раз. По содержаниям остальных элементов существенно не отличаются от основных пород земной коры.

При сравнении средних содержаний химических элементов вулканитов основного состава кокпельской и моллюдвожской свит можно отметить между ними значительные различия.

Вулканиты моллюдвожской свиты по сравнению с кокпельскими больше содержат Cr, Zr, Y, Yb и Zn (в 1,3–1,6 раза), Ti (в 2,5 раза). Меньше в породах моллюдвожской свиты, а соответственно в кокпельской больше – Mn, V и Pb (в 1,3–1,5 раза), Cu и P (в 2–2,5 раза), Ba (в 4 раза). В кокпельской свите на уровне фона отмечаются устойчивые содержания Mo, которые не характерны для вулканитов моллюдвожской свиты.

В итоге основные породы моллюдвожской и кокпельской свит отличаются по средним содержаниям большей части химических элементов, входящих в их состав. Наиболее контрастными по содержаниям элементами являются Ti, Ba, Cu, P.

По результатам определения физических свойств, плотность туфопесчаников и туфоконгломератов кокпельской свиты составляет 2,65–2,71 (средняя 2,68 г/см³).

Вулканогенные отложения кокпельской свиты в условиях хорошей обнаженности дешифрируются на АФС достаточно уверенно.

Нижняя граница с погурейской свитой согласная и проводится по подошве первых пластов метабазальтов. Переход к грубеинской свите всюду постепенный, через переслаивание метабазальтов и серо-лиловых алевросланцев.

Возраст кокпельской свиты, по находкам в стратотипическом разрезе на р. Кокпела, ордовикских микрофоссилий [95], а также по наблюдающимся соотношениям с грубеинской и погурейской свитами установлен как ранне-ордовикский.

Наблюдаемая мощность свиты – 450–700 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Молюдмусюрская свита ($O_{1-2}md$). Название дано по р. Молюдмусюр-Ю, выделена свита в 1962 г. В. Н. Гессе, входит в состав Восточно-Лемвинской подзоны. Б. Я. Дембовским отложения ее из-за внешнего сходства по литологии и наличию предположительно стратиформного медного оруденения с серебром были отнесены к манитаньрдской серии и рассматривались в качестве эрозионно-тектонического окна елецких фаций. Н. В. Лютиковым [115] в процессе проведения ГДП-50 на рассматриваемой территории эти отложения были описаны как молюдвожская фация грубеинской свиты.

Опорный разрез расположен на описываемой площади по р. Сред. Кокпела [30]. Отложения молюдмусюрской свиты выходят в юго-восточной части площади в виде полосы длиной 35 км при ширине от 2 до 6 км от верховьев р. Молюдмусюр-Ю на юге до верховьев р. Покойница-Шор на севере. Полоса изогнута в виде дуги на восток при общем северо-восточном простирании пород.

Относительно разреза молюдмусюрской свиты существуют две точки зрения. Н. В. Лютиков [115] считает, что на рассматриваемой площади разрез свиты исключительно осадочный, а все присутствующие в нем согласные тела базальтов, долеритов и габбродолеритов относятся либо к силлам орангьюганско-лемвинского габбродолеритового комплекса, либо к вулканитам молюдвожской или кокпельской свит, находящихся с этими отложениями в сложных тектонических соотношениях. По его данным, разрез молюдвожской фации грубеинской свиты (молюдмусюрская свита) на описываемой площади представлен ритмичнослоистыми пачками, состоящими из переслаивающихся песчаников, алевролитов, филлитовидных сланцев красноцветных и зеленоцветных с прослоями конгломератов (конгломерато-песчаниково-сланцевая толща). Красноцветная часть разреза, вероятно, отвечает нижним горизонтам свиты (по аналогии с манитаньрдской серией Елецкой зоны). Серо-зеленоцветная, относительно более грубозернистая часть разреза с конгломератами в основании, по его мнению, входит в состав верхней части свиты, формируя самостоятельный ритмоцикл.

Наиболее полно отложения молюдмусюрской свиты на площади работ представлены по р. Сред. Кокпела. Здесь Н. В. Лютиковым [115] был детально снизу вверх описан следующий разрез.

1. Кирпично-красные алевросланцы средне-мелкозернистые, ритмичнослоистые.....	11 м
2. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка тонкоритмичного строения, мощность циклитов 3–5 см.....	5 м
3. Алевросланцевая красноцветная пачка. В циклитах среднезернистые алевролиты переходят в мелкозернистые алевросланцы.....	2 м
4. Алевросланцевая филлитовидная красноцветная пачка.....	2 м
5. Алевросланцевая красноцветная пачка	15 м
6. Алевросланцево-филлитовидная красноцветная пачка	12 м
7. Алевропесчано-сланцевая красноцветная пачка	5 м
8. Существенно алевросланцевая красноцветная пачка	10 м
9. Алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка	5 м

10. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка	5 м
11. Алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка, до 30 % объема которой составляют алевропесчано-алевросланцевые циклиты	10 м
12. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка	9 м
13. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка	10 м
14. Существенно алевросланцевая красноцветная пачка	15 м
15. Чередование красноцветных существенно алевросланцевых циклитов (30 %) с алевропесчано-алевросланцевыми (50 %) циклитами и песчано-алевросланцевыми	17 м
16. Алевролитово-алевросланцевая красноцветная пачка	26 м
17. Алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка	25 м
18. Красноцветные алевропесчаники и алевросланцы	15 м
19. Алевролитово-алевросланцевая красноцветная пачка	5 м
20. Существенно алевросланцевая зеленоцветная пачка	8 м
21. Алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка	10 м
22. Чередование красноцветных алевролитово-алевросланцевых циклитов с алевропесчано-алевролитами и песчано-алевролитовыми циклитами	39 м
23. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка	5 м
24. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка	5 м
25. Алевропесчано-алевросланцевая пестроцветная пачка	8 м
26. Алевропесчано-алевросланцевая пестроцветная пачка (зелено-красноцветная)	20 м
Следующая часть разреза после перерыва.	
27. Существенно песчаниковая красноцветная пачка, средне-крупнозернистые песчаники сменяются средне-мелкозернистыми	30 м
28. Зона дробления	30 м
29. Песчаниково-алевросланцевая красноцветная пачка	10 м
30. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка	20 м
31. Чередование песчано-алевросланцевых и алевропесчано-алевросланцевых красноцветных циклитов	10 м
32. Песчаниково-алевросланцевая красноцветная пачка	15 м
33. Алевропесчано-алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка	20 м
34. Алевролитово-алевросланцевая красноцветная пачка, переходящая в песчано-алевросланцевую	20 м
35. Алевропесчано-алевросланцево-филлитовые красноцветные циклиты	
36. Песчаниково-алевросланцевая красноцветная пачка, переходящая в алевропесчано-алевросланцево-филлитовую	15 м
37. Песчаниково-алевросланцевая красноцветная пачка	20 м
38. Тектонизированные метадолериты	
39. Алевропесчано-алевросланцевая красноцветная пачка, вверху переходящая в песчаниково-алевросланцевую толщу с фауной микрофоссилий	40 м
40. Алевропесчано-алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка	30 м
41. Алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка	15 м
42. Песчано-алевросланцевая красноцветная пачка, вверху переходящая в алевросланцево-филлитовую толщу	15 м
43. Алевросланцево-филлитовая красноцветная пачка	20 м
Далее после перерыва:	
44. Песчаниково-конгломератовая зеленоцветная пачка, представленная переслаиванием песчаников, конгломератов и гравелитов	40 м
45. Выше разрез наращивается алевро-песчаниковой ритмичнослоистой сероцветно-зеленоцветной толщей	

Общая мощность описанного разреза – 650 м.

Из этого разреза Б. Я. Дембовским [31] отобраны ордовикские микрофоссилии *Lophosphaeridium obtusatum* Tim., *Trachysphaeridium attenuatum* Tim., *Baltisphaeridium bifurcatum* (Timofeev) F. Martin, *Leiosphaeridia cetina* Tim., *L. eisenackii* Pocock, *Gloeocapsomorpha prisca* Zal., *Tylosphacricium unduratum* Tim., *Traperochitina*(?) sp. (определения Л. Н. Ильченко).

По данным Н. В. Лютикова [115], южнее в районе Моллюдовожского проявления меди (верховья р. Тумболова) из этой же полосы отложений собрана и определена фауна, характерная для раннего–низов среднего ордовика: *Limbi-murina* ex gr. *insueta* Cooper, *Hesperorthis* sp., *Howellites*(?) sp., *Strophomena* sp., *Rafinesguina*(?) sp., *Kullervo* ex gr. *complectens* (Wiman), *Laticrura* ex gr. *inconstans* cf. *flabellatus* Jelt. et Stuk.

На руч. Тумболовавож из известковых алевролитов верхов разреза собраны конодонты, брахиоподы и криноидеи низов среднего ордовика *Limbi-murina* ex gr. *insueta* Cooper, *Hesperortis* sp., *Laticrura* ex gr. *inconstans* Williams, *Hemicosmites vajgatschensis* Jelt. et Stuk и др. [95].

По нашему мнению, разрез моллюдмусюрской свиты осадочно-вулканогенный, на это указывают как наши наблюдения, так и материалы предыдущих исследователей. А. И. Водолазский [79] отмечает на описываемой площади в терригенном разрезе моллюдмусюрской свиты присутствие эффузивов основного и кислого составов, а также их туфов. По нашим наблюдениям, в верховьях рек Сред. и Ниж. Кокпела выходят многочисленные абсолютно согласные горизонты метабазальтов, между которыми картируются прослой туфов и туфопесчаников.

На соседней, примыкающей с юга площади, Д. Н. Ремизовым [23] описан разрез моллюдмусюрской свиты, в состав которой также включены вулкани-ты. В основании этого разреза находятся полимиктовые метагравелиты, метаконгломераты и туфогравелиты. Выше преобладают красноцветные и серо-зеленые, часто гематитсодержащие, кварцевые и олигомиктовые песчаники, реже филлитовидные и альбит-хлорит-актинолитовые сланцы с прослоями альбитизированных метабазальтов, метариолитов и метадацитов.

Петрографическое описание шлифов в пределах рассматриваемой территории показывает, что основные породы свиты представлены метабазальтами, которые в различной степени подвергались процессам метасоматоза (эпидотизация, хлоритизация, сосюритизация, альбитизация) и милонитизации вплоть до образования метасоматитов и милонитов. Эти породы согласно залегают в разрезе, образуя маркирующие горизонты, повторяющие элементы пликативной структуры. По нашему мнению, вулканиды находятся в верхней части разреза моллюдмусюрской свиты.

На породы свиты наложены метаморфические изменения фации зеленых сланцев. Сланцы, сформировавшиеся по вулканогенно-осадочным породам, имеют порфиروبластическую структуру с гранолепидонематобластовой основной массой. Роль порфиробласт чаще всего выполняет хлорит или эпидот, а кварц, актинолит, хлорит и серицит слагают основную ткань. Аркозовые песчаники превращены в порфиробластовые серицит-полевошпатово-кварцевые сланцы. Порфиробласты составляют около 25–30 % и представлены большей частью кварцем, в меньшем количестве – калинатровым полевым

шпатом, кислым плагиоклазом – альбитом, олигоклазом (№ 18). Цемент перекристаллизован в биотит-кальцит-хлорит-серицитовый агрегат.

Повсеместно породы свиты испытали динамометаморфические преобразования. В шлифах определяются милониты по туфогенным и терригенным породам. Структура таких пород милонитовая, порфиорокластическая (иногда порфиробластовая), текстура сланцеватая, микроплочатая. В единичных шлифах, отобранных вблизи Приводораздельного надвига, встречаются участки, обогащенные тонкоиглольчатым глаукофаном.

По химическому составу вулканыты моллюдмусюрской свиты отличаются от основных пород орангьюганско-лемвинского комплекса. Породы комплекса по сравнению с моллюдмусюрскими вулканытами содержат более высокие средние концентрации Cr, Zr и Ni (в 1,4–1,8 раза), Ge (в 2 раза) и Ti (в 3,5 раза). Кроме того, в них присутствует на уровне кларка Ag, которое практически отсутствует в основных породах моллюдмусюрской свиты.

Основные вулканыты моллюдмусюрской свиты содержат больше в 1,3–1,7 раза Mn, Yb, Zn, P и в 2 раза Li и Sn, чем породы орангьюганско-лемвинского комплекса.

Таким образом, породы орангьюганско-лемвинского комплекса и основные эффузивы моллюдмусюрской свиты отличаются по содержанию ряда химических элементов.

По результатам силикатного анализа, вулканыты моллюдмусюрской свиты относятся к низкокальциевым базальтам, редко к трахибазальтам, а в исключительных случаях – к щелочным базальтоидам [54].

Геохимическое опробование отложений свиты предшественниками не выявило в разрезе свиты аномальных содержаний рудных элементов, за исключением минерализации халькозин-борнитового типа на границе красноцветных и зеленоцветных отложений. Постоянным спутником меди в этом процессе является серебро (десятки г/т). По мнению Б. Я. Дембовского и Н. В. Лютикова, это говорит о присутствии в терригенном разрезе свиты медной минерализации формации медистых песчаников. Типичным представителем этого типа считается Моллюдовожское проявление меди.

Однако не все разделяют эту точку зрения. Так, А. И. Водолазский связывает медную минерализацию в отложениях моллюдмусюрской свиты с субинтрузивными образованиями предположительно орангьюганско-лемвинского комплекса.

По результатам проведенного авторами профильного геохимического опробования разреза моллюдмусюрской свиты было составлено шесть выборок: песчаники, сланцы, эффузивы основного состава, туфопесчаники, эпидотизированные породы и известняки.

Песчаники моллюдмусюрской свиты (53 пробы) по сравнению с кларками песчаников в земной коре содержат повышенные концентрации Mn, Cr, P и Ga в 1,5–2 раза, V и Zn в 2,5–3 раза. Меньше присутствует в них Li в 1,5 раза, Ti и Zr в 3–3,5 раза. Остальные химические элементы, включая Cu и Ag, близки к кларковым содержаниям.

Филлитовидные сланцы (29 проб) по сравнению с региональным фоном больше содержат Mn, Ti, Li и Co в 1,7–2 раза, Cu в 2,5 раза. Пониженные

концентрации в сланцах характерны для Zr, Ni, P и Ge в 1,5–2 раза, Pb в 3 раза и Cr в 4 раза.

Эффузивы основного состава (16 проб) по сравнению с кларками основных пород земной коры содержат повышенные концентрации Yb, Zn и Pb в 1,5–2 раза. Пониженные содержания химических элементов характерны для Zr, Co, Ni и Ge в 1,5–2 раза, V и Cr в 3–4 раза, Ti в 7 раз. Остальные химические элементы близки к фону.

Туфопесчаники (12 проб) по сравнению с кларками земной коры содержат больше в 1,5–2 раза только Cr и P. Породы обеднены Mn, Yb, Li, Co и Ge в 1,5–2 раза и Ti в 3,5 раза.

Эпидотизированные породы (8 проб) по сравнению с региональными кларками содержат повышенные концентрации V, Cr, Zr, Yb, Ni, Co, Cu, Zn и Ge в 1,5–2 раза. Особо следует отметить аномально высокие содержания в эпидозитах Cd, концентрация которого превышает кларк и региональный фон в 30 раз! Пониженные содержания отмечаются для Li в 2 раза, Ti в 2,5 раза и Pb в 5 раз.

Известняки представлены 5 пробами. Повышенные концентрации по сравнению с кларками карбонатных пород земной коры отмечаются для Mn, Ti и V в 1,5–2 раза, Ni и Cu в 2,5–3 раза, Cr и Y в 3,5–4 раза, Zr в 5 раз, Ba в 8 раз. Пониженные содержания в карбонатных породах можно отметить только для Li в 1,7 раза.

Таким образом, в отношении металлогении наиболее интересны карбонатные породы с повышенными концентрациями Cu, Y и Ba. Заслуживают внимания также эпидотизированные породы с аномально высокими содержаниями Cd. К сожалению, выборка эпидозитов недостаточно представительна, поэтому факт накопления Cd требует дополнительных исследований.

В метасоматически измененных метапесчаниках и базальтах (окварцевание, эпидотизация, карбонатизация) были выявлены небольшие концентрации платины (10–20 мг/т).

Определение физических свойств песчаников и пород основного состава показало, что плотность песчаников моллюдмусюрской свиты варьирует в пределах 2,63–2,99 (средняя 2,68) г/см³, а вулканитов основного состава 2,62–3,02 (средняя 2,82) г/см³.

На АФС отложения свиты дешифрируются относительно слабо, выделяясь по более мягкому фоторисунку по сравнению с погурейской и моллюдвожской свитами.

Все контакты свиты с окружающими отложениями тектонические, поэтому ее стратиграфическое положение в разрезе Лемвинской зоны остается дискуссионным.

Возраст моллюдмусюрской свиты на основании приведенных выше фаунистических остатков принимается ранне-среднеордовикским.

Общая мощность свиты на описываемой территории, по оценке Н. В. Лютикова, более 650 м. На примыкающей с юга соседней площади мощность свиты оценивается до 720 м [23].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Харбейшорская свита (O_{2-3hb}) впервые была выделена К. Г. Войновским-Кригером (1942 г.). Находится в пределах Восточно-Лемвинской подзоны. Закартирована как самостоятельное подразделение только в крайней юго-восточной части описываемого листа. Свита изучена недостаточно хорошо, поэтому описание приводится по соседней примыкающей с востока площади [24]. Разрез свиты терригенный и представлен переслаиванием зеленоцветных песчаников, алевропесчаников, алевролитов и глинисто-хлоритовых сланцев.

Стратотипический разрез расположен в северной части Лемвинской зоны на руч. Харбей-Шор, притоке р. Елец. Свита имеет двучленное строение [152].

Нижняя подсвита – зеленоцветная сложена преимущественно зелеными и серо-зелеными песчаниками, алевролитами, часто переслаивающимися с равными по мощности прослоями алевролитистых сланцев (150–200 м).

Верхняя подсвита – темноцветная сложена зелено-серыми (табачными) и темно-серыми до черных алевролитами и алевролитистыми кремнисто-глинистыми сланцами (200–250 м).

Песчаники образуют массивные пласты мощностью 1–3 м. Однако места (истоки р. Игдей-Егарт) свита имеет ритмичнослоистое строение и представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Контакт верхней части грубеинской и кварцевых и олигомиктовых обломочных пород харбейшорской свиты описан в верховьях рек Вост. Кокпела, Игдейюган и Нелкаюган. Переход между отложениями грубеинской и харбейшорской свит постепенный. В основании харбейшорской свиты находится пачка переслаивания красных филлитов и светло-серых кварцевых алевролитов мощностью 20–30 м.

Из органических остатков в харбейшорской свите за пределами площади известны единичные находки дендроидных граптолитов *Didymograptus* sp. в нижней подсвите и ордовикские акритархи в верхней части разреза [147].

По положению в разрезе, а также по находкам фауны возраст харбейшорской свиты определяется как средне-верхнеордовикский.

Мощность отложений свиты за пределами площади оценивается в 650–700 м [24].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Грубеинская и харбейшорская свиты нерасчлененные ($O_{1-3gr-hb}$) закартированы в южной части территории листа, где формируют синформу Грубеинского покрова в составе Восточно-Лемвинского пакета покровов. Выходы вытянуты в северо-восточном направлении на 25 км от среднего течения р. Тумболова на северо-востоке до бассейна среднего течения р. Молюдмусюр-Ю на юго-западе. Ширина выходов – от 2 до 10 км. В юго-западной части листа отложения нерасчлененных свит выходят узкой полосой среди поля меловых отложений в составе фрагмента Грубеинского покрова. В связи с плохой обнаженностью выделить отдельно грубеинскую

и харбейшорскую свиты не представляется возможным. Разрез терригенный, представлен переслаиванием зеленоватых, зеленовато-серых и сероватых песчаников, алевропесчаников, алевролитов, глинистых и глинисто-хлоритовых сланцев. Породы изменены до фации зеленых сланцев.

По результатам определения физических свойств, плотность осадочных пород нерасчлененных свит – 2,58–2,73 (средняя 2,71) г/см³.

Общая мощность отложений нерасчлененных грубеинской–харбейшорской свит оценивается в 850–1500 м [23].

Пагатинская, кибатинская, качамылькская свиты нерасчлененные (O₁₋₃pt-k^с) расположены в пределах Западно-Лемвинской СФЗ. Развиты в эрозионно-тектонических окнах в бассейне рек Пага, Покойница-Шор, Кокпела; в районе озер Кибанты, Вангуляхасырей и протягиваются в северо-восточном направлении на 24 км при ширине выходов от 1 до 5 км. Опорные разрезы пагатинской и кибатинской свит на описываемой площади расположены по рекам Пага и Покойница-Шор. Ордовикские отложения выделяются в качестве нерасчлененного литокомплекса ввиду слабой обнаженности территории для прослеживания отдельных свит.

Пагатинская свита выделена К. П. Евсеевым [97] в 30-метровом разрезе по р. Пага. Вышележащие петельчатые известняки были отнесены им к кибатинской свите. В начале 1970-х годов В. Н. Гессе [18] эти отложения включил в состав чигимской свиты среднего–верхнего ордовика. Позднее отложения чигимской свиты на основании находок конодонтов частично были переведены в пагинскую и няньворгинскую свиты, а нижнеордовикскую часть разреза в составе пагатинской и кибатинской свит А. И. Водолазский [82] предложил объединить под общим названием «пагатинская свита», включив в ее состав 200-метровую пачку известковистых алевроглинистых сланцев и алевролитов. Важность выделения самостоятельного стратиграфического подразделения для данного своеобразного глауконитсодержащего типа разреза была позднее обоснована Н. В. Лютиковым [115].

Пагатинская свита представлена серовато-зелеными глауконитовыми левошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями карбонатных, гравийных и грубозернистых разностей. В прослоях известковистых пород присутствует обильная фауна брахиопод и трилобитов раннего тремадока. В разрезе наблюдается постепенный переход от глауконитовых песчаников к известнякам петельчатого облика.

Ниже приводится описание опорного разреза по р. Пага (снизу вверх) [115].

1. Песчаники серые, зеленовато-серые средне-крупнозернистые полимиктовые с глауконитом	1 м
2. Известняки органогенные темно-серые крупнозернистые	3 м
3. Песчаники зеленовато-серые средне-крупнозернистые полимиктовые с глауконитом и обильными органическими остатками брахиопод и трилобитов	9,5 м
4. Сланцы алевроглинистые зеленовато-серые с тонкими линзовидными прослоями и ступками серых глинистых известняков (конодонты: <i>Scandodus varanguensis</i> Viira, <i>Cordylodus rotundatus</i> Pan., <i>Oistodus inaequalis</i> Pan, <i>Acodus tetrahedron</i> Lind).....	10 м
5. Известняки глинистые, тонкослоистые «бахромчатые», с мощностью отдельных слоев до 1–2 см, узорчатый рисунок за счет глинистых слоев мощностью 1–3 мм	17 м

6. Переслаивание слоистых пелитоморфных известняков (2–4 см) с мелкокомковатыми разностями и редкими прослоями (до 4 см) алевроглинистых зеленовато-серых сланцев (конодонты <i>Drepanodus homocurvatus</i> Lind., <i>D. proteus</i> Lind., <i>D. sculponea</i> Lind., <i>Acodus erectus</i> Pand., определения Л. С. Колесник).....	25 м
7. Переслаивание плитчатых известняков с комковатыми глинистыми известняками	5 м
8. Известняки пелитоморфные зеленовато-серые плитчатые с волнистой поверхностью наслоения	2,5 м
9. Зона интенсивного выщелачивания и ожелезнения по глинистым сланцам и известнякам	1,5 м

Из нижней части разреза (слои 1–3) неоднократно (В. А. Котович, С. Н. Волков, К. П. Евсеев, В. Н. Гессе, В. Г. Варганов) проводились сборы фауны. По наиболее полному определению возраст вмещающих слоев датируется ранним тремадоком (брахиоподы *Alimbella armata pagaensis* Andreeva, *Medessia uralica* Andreeva, *Altorthis kinerlensis* Andreeva, *Tritoechia lermon-tovae* (Lessn.), *Syntrophopsis* sp.; трилобиты *Dolgeulomo multicata* Ancigin sp. nov.; конодонты *Cordylodus proavus* Muller, *Oncotodus singularis* Nass.

Из перекрывающих петельчатых известняков (слои 5–8) собран верхне-тремадоковский комплекс фауны (брахиоподы *Obolus* sp., *Orthidae* sp. indet; трилобиты *Niobe* sp., *Apatokephalus*(?) sp. indet; конодонты *Acodus erectus* Pander, *Acentiodus variabilis* Lindstrom). По данным Л. С. Колесник, возраст по конодонтам, как груботерригенной части, так и вышележащих известняков, моложе и датируется соответственно поздним тремадоком и аренигом.

По данным А. И. Водолазского [82], для полимиктовых песчаников характерна слабая окатанность обломочного материала, в составе которого от 40 до 60 % кварца, до 35 % полевых шпатов, 20–25 % обломков риолитов и гранитов. В песчаниках присутствуют единичные прослои гравелитов и линзочки песчанистого глауконитсодержащего известняка.

Подстилающие отложения неизвестны. А. И. Водолазским было высказано предположение о том, что нижняя граница свиты может проходить и в верхнем кембрии, в связи с тем что собранная в основании разреза фауна соответствует пограничной с кембрием зоне раннего тремадока. В районе правобережья р. Покойница-Шор пагатинская свита согласно перекрывается сходными по составу отложениями кибатинской свиты. Общая нормальная мощность вскрытого разреза пагатинской свиты, включая петельчатые известняки, оценивается Н. В. Лютиковым в 70 м.

Кибатинская свита. Отложения свиты выходят в районе правобережья р. Покойница-Шор, а также в районе озер Кибанты и Вангуляныхасырей. По данным А. И. Водолазского [82], наиболее полный разрез в пределах листа обнажается на р. Покойница-Шор и представлен переслаиванием зеленовато-серых пелитоморфных, реже – зернистых известняков с зеленовато-серыми известковистыми алевритистыми сланцами и алевролитами. Нередко известняки имеют хорошо выраженную петельчатую текстуру и почти повсеместно содержат створки моллюсков. Для пород характерно присутствие глауконита, а иногда и примеси пирокластического материала.

В районе озер Кибанты и Вангуляныхасырей отмечаются пласты петельчатых глинистых известняков с фауной *Apatokephalus serratus* Sars et Boeck верхов тремадока [82].

Глинистые и алевролитистые известняки составляют 10–15 % разреза. Фаунистические датировки по брахиоподам и конодонтам из нижних горизонтов свиты [84, 82, 38] указывают на самые верхи тремадока или арениг. Выше по разрезу петельчатые известняки содержат конодонты аренига. Видимая нормальная мощность свиты, по оценке А. И. Водолазского, составляет 200–250 м.

Разрез отложений на реках Пага и Покойница-Шор увязывается Н. В. Лютиковым [115] с аналогичными разрезами на Погурее и Кокпеле, для которых характерна общность литологических особенностей: наличие петельчатых известняков и присутствие в отложениях глауконита. Видимая мощность свиты – около 230 м. Непосредственно верхний контакт свиты не обнажен, однако предполагается согласное налегание на нее развитых поблизости отложений *качамылькской свиты* среднего–верхнего ордовика.

Качамылькская свита впервые была выделена К. Г. Войновским-Кригером [83, 8] в северной части Лемвинской зоны в пределах возвышенности Качамыльк. Первоначально возраст свиты был определен как средне-позднеордовикский. Позднее К. Г. Войновский-Кригер предложил расширить ее возрастной интервал до ранне-позднеордовикского, однако результаты последующих работ не подтвердили этого предположения.

Отложения качамылькской свиты на рассматриваемой территории были описаны А. И. Водолазским [82] в бассейне р. Пага, вблизи впадения в нее р. Покойница-Шор. Разрез представлен толщей переслаивания известняков, иногда песчаных или глинистых петельчатых с зеленовато- и темно-серыми углистыми аргиллитами. Из петельчатых известняков отобрана фауна конодентов *Acodus deltatus* McTavish, *A. erectus* Pander и др., по заключению В. А. Наседкиной, – аренигского возраста, а также брахиоподы *Orthis* sp., *Siphonotreta* sp., *Obolus* sp., которые, по заключению О. Н. Андреевой, имеют среднеордовикский возраст. Мощность описанного разреза качамылькской свиты – 200 м.

По мнению А. И. Водолазского, это единственное в Лемвинской зоне место, где можно наблюдать нормальный контакт между отложениями качамылькской и перекрывающей ее харотской свитой. В перекрывающих известняках, пестроцветных аргиллитах и глинистых сланцах харотской свиты установлены граптолиты среднего лландовери, что, однако, указывает на тектонические соотношения ввиду выпадения нижнелландоверийской части харотской свиты.

Карадокский и основание ашгиллского яруса качамылькской свиты на р. Пага сложены в основном глинистыми известняками с прослоями аргиллитов и углисто-кремнисто-глинистых сланцев. Мощность этой части разреза автором не приводится.

Наиболее детально свита изучена за пределами площади на Парнокском месторождении железно-марганцевых руд [147, 149], а также по буровым скважинам Качамылькской площади [148]. В ее составе выделяются три подсвиты. Нижнекачамылькская (покойникшорская) подсвита представлена песчаниками и известковистыми алевролитами с прослоями и линзами песчаных известняков. Среднекачамылькская (пачешорская) подсвита сложена известковистыми алевролитами с линзами песчаников и петельчатых извест-

няков. Верхнекачамылькская (парнокская) подсвита представлена пелитоморфными, углистыми и петельчатыми известняками. В районе Парнокского месторождения в кровле верхней подсвиты развиты марганцовистые пелитоморфные известняки с прослоями карбонатных марганцевых руд, а возраст верхней части качамылькской свиты по фауне установлен в интервале верхи лланвирна–ашгилл [147].

Мощность качамылькской свиты и строение разреза на территории листа ввиду отсутствия протяженных разрезов установить сложно. Общая мощность качамылькской свиты за пределами описываемой площади может достигать 1000 м.

Метаморфизм ордовикских отложений Западно-Лемвинской подзоны выразился в слабоориентированных текстурах, оптически ориентированных чешуйках гидрослюды (микролинзовидно-сланцеватая структура). Карбонатные породы практически нераскристаллизованы и представлены криптозернистыми известняками.

В зонах разломов породы брекчированы и залечены микрокристаллическим кварц-кальцитовым агрегатом халцедона. Локально отмечаются явления серицитизации и сидеритизации. Часто отмечаются единичные зерна зеленого цвета аутигенного глауконита.

В физических полях нерасчлененные свиты отражаются преимущественно в высокоомных значениях графиков СЭП, в магнитном и гравитационном полях отложения свиты характерными особенностями не проявлены.

По результатам измерения физических свойств, плотность осадочных пород варьирует от 2,50 до 2,69 при среднем значении 2,61 г/см³.

На АФС характерных особенностей фоторисунка выявить не удалось из-за повсеместного перекрытия коренных пород покровным чехлом рыхлых отложений, осложненных солифлюкционными потоками.

Возраст картируемого литокомплекса пагатинской, кибатинской, качамылькской свит нерасчлененных принимается, исходя из возраста входящих в него свит (с учетом данных для качамылькской свиты по Парнокскому месторождению), в интервале нижний тремадок–ашгилл.

Общая мощность нерасчлененных пагатинской, кибатинской и качамылькской свит на описываемой площади – более 520 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харотская свита (S_1-D_1hr) выделена К. Г. Войновским-Кригером [83, 9] на р. Харота, притоке р. Бол. Елец. Расположена в пределах Западно-Лемвинской и Восточно-Лемвинской структурно-формационных подзонах. Свита хорошо изучена и описана в литературе [9, 83, 47, 94, 65, 147, 152, 25 и др.]. Стратотип сборный, опорные разрезы отдельных частей свиты находятся за пределами площади на реках Лемва, Харута, Харота.

На площади работ харотская свита прослеживается на значительное расстояние в юго-западном направлении в виде узких тектонических клиньев

шириной 0,5–1,5 км от верховьев рек Пальник-Ю, Пага и руч. Вангулян-Шор на северо-востоке до района гряды Молюдмусюр на южной рамке планшета.

На рассматриваемой территории свита представлена черносланцевыми отложениями (фтаниты, углисто-глинисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы) с прослоями петельчатых и плитчатых известняков, которые выклиниваются в восточном направлении.

По материалам А. И. Водолазского [82], разрез свиты делится на две толщи. Нижняя, силурийская выходит в районе рек Пага и Молюдмусюр-Ю. Это однообразная темноцветная толща переслаивания глинисто-кремнистых, углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых сланцев, содержащих граптолиты, и пелитоморфных известняков преимущественно лландоверийско-венлокского, реже лудловского уровня.

Из нижней части разреза А. И. Водолазским [76] была собрана фауна граптолитов средне-верхнелландоверийского уровня: *Campograptus communis* (Lopw), *Climacograptus rectangularis* M'Coу, *Glyptograptus tamariscuus* (Nich), *Pristiograptus* sp., *Hedrograptus* sp. и нижнего венлока: *Spirigraptus turriculatus* (Barr.), *Monograptus* sp., *Monoclimacis* sp., *Cyrtoagraptus* sp., *Diversograptus* sp. (определения Т. Н. Корень).

В центральной части этого разреза выделяется конкреционная пачка, которая может быть использована в качестве маркирующего горизонта. Наиболее полно фаунистически охарактеризованный разрез конкреционной пачки находится на р. Молюдвож [23]. Пачка представлена черными углеродосодержащими кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами с тонкоплитчатой (до листоватой) отдельностью видимой мощностью 50–60 м. Характерной особенностью пачки является наличие известняков конкреционного типа: от мелких линз (до 2,5 см) до крупных караваеобразных мегаконкреций диаметром 1–1,5 м, вытянутых в суббудинированный слой. Среди вмещающих сланцев установлены граптолиты *Stromatograptus grandis* (Suess), *Retiolites geinitzianus* (Barr.), *Monograptus priodon* Bronn, *M. marri* Perner., *M. spiralis* (Geinitz), *Cyrtoagraptus* sp. indet, *C. insuetus* Koren., характерные для зоны *Monograptus spiralis* позднелландоверийского возраста.

Вышележащие углеродсодержащие глинисто-кремнистые сланцы венлокского яруса фосфатоносны. Силурийская часть разреза харотской свиты имеет мощность не более 200 м.

Верхняя, нижедевонская толща на описываемой площади, по материалам А. И. Водолазского [82], представлена разрозненными выходами по рекам Молюдмусюр-Ю, Кокпела, Пага и представлена углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами с редкими прослоями серых и зеленовато-серых сланцев с линзочками или прослоями глинистых птероподовых известняков. На р. Кокпела известняки содержат примесь алевритовых зерен кварца (до 15–20 %) и прослой кварцевых алевролитов мощностью до 1,2 м.

В комплексе конодонтов из верхней части пачек петельчатых известняков по р. Молюдмусюр-Ю Т. В. Машковой и В. Н. Пучковым определены *Spathognathodus steinhornensis* Carls, *Neoprioniodus bicurvatus* (Brans. et Mehl.), *Ozarkodina typica denckmanni* Ziegler, *Plethospathodus extensus* Rhodes, *Trichonodella* aff. *symmetrica* (Branson et Mehl), *Pelekysgnathus* cf. *serrata* Jentzsch.

Приведенный комплекс конодонтов позволяет отнести эти отложения к пражскому ярусу.

В составе харотской свиты выделяется ограниченный набор характерных для нее литотипов пород. Основную роль играют кремнистые, реже углисто-глинистые сланцы и известняки.

Кремнистые сланцы, черного или темно-серого цвета, состоят из микро- и криптокристаллической массы кварца пигментированного тонкораспыленным углистым веществом, в котором присутствуют редкие кристаллы пирита. В породе всегда наблюдается примесь (1–2 %) тончайших чешуек серицита и хлорита, присутствуют остатки радиолярий, выполненных халцедоном. Породы часто содержат примесь фторапатита, замещающего раковины радиолярий. Кремнистые сланцы лландовери–венлока являются по существу фтанитами (SiO_2 89–92 %).

Углисто-глинистые сланцы – черные или пепельно-серые, в разрезах лудлова и пржидолия с «чернильной» побежалостью за счет окисления приуроченных к зоне гипергенеза соединений марганца. Сложены микрокристаллическим агрегатом кварцево-гидрослюдистого состава с примесью аутигенного турмалина и рутила.

Известняки темно-серого до черного цвета. В разрезе верхнего лландовери известняки крупнокристаллические тонкослоистые, нередко доломитизированные (MgCO_3 до 35 %). Для лудловского и пражского ярусов типоморфными являются петельчатые известняки глинистые серого, желтовато-серого цветов (SiO_2 до 15–20 %, Al_2O_3 до 6,8 %).

По мнению А. И. Водолазского [82], нижняя часть разреза харотской свиты со стратиграфическим несогласием перекрывает петельчатые известняки качамылькской свиты, однако контакт, ввиду выпадения нижнего лландовери, несомненно, тектонический. Верхняя граница свиты согласная и проводится по появлению в разрезе кварцитовидных песчаников пагинской свиты.

По результатам определения физических свойств нами установлено, что плотность кремнистых пород харотской свиты находится в интервале 2,48–2,62 (среднее 2,59) г/см³.

Геохимическое опробование пород свиты позволило выделить по литологии три выборки: кремнистые породы, углеродисто-кремнистые породы и известняки.

Кремнистые породы представлены 14 пробами. По отношению к региональным кларкам в них повышены содержания Cr и Zn в 1,7–2,5 раза, Ni и Tl в 4,5–5 раз, Mo в 7 раз, Ag в 66 раз! В кремнистых породах обнаружены платиноиды (Pt 10–15 мг/т, Pd 5 мг/т). Пониженные содержания отмечаются для V и Ga в 1,5–2 раза, Ti и Mn в 3,2–3,5 раза.

Углисто-кремнистые породы представлены 11 пробами. По отношению к региональным кларкам в них повышены концентрации Be, Zn и Pb в 1,5–2 раза, V, Cr и Tl в 2,5–3 раза, Ni в 6 раз, Mo в 10 раз, Cd в 30 раз, а Ag даже в 133 раза! Кроме того, в этих породах обнаружена Pt (10 мг/т). Меньше они содержат Ti и Zr в 2,5–3,5 раза, Mn в 6 раз.

Известняки. Выборка карбонатных пород малопредставительна и состоит из трех проб. По отношению к кларкам карбонатных пород земной коры в

последних повышены содержания Cu и Mn в 2–2,5 раза, Ba в 16 раз. Пониженные концентрации отмечаются для Ti в 3 раза, Ni в 5 раз, V в 16 раз.

Таким образом, в металлогеническом отношении из отложений свиты наиболее интересны кремнистые и углисто-кремнистые породы, которые содержат повышенные концентрации Ni , Mo , Cd и Ag , известняки характеризуются повышенными содержаниями Ba .

По материалам А. И. Водолазского [82], углисто-кремнисто-глинистые сланцы венлокского возраста отличаются резко повышенной фосфатоносностью, вплоть до промышленных концентраций. Так, в расчистках по р. Молюдмусюр-Ю вскрыты 2-метровые пласты сланцев с содержаниями P_2O_5 2–7%. Оптическими и рентгеноструктурными методами была установлена в них фтор-апатитовая и франколитовая минерализация. Повышенные концентрации фосфора, бария и ванадия отмечаются им также в известняках прижидолия.

Из-за плохой обнаженности на АФС характерных особенностей фотоизображения выходов харотской свиты не отмечается. Следует отметить только то, что выходы чаще всего соответствуют депрессионным понижениям.

Возраст отложений харотской свиты на описываемой территории убедительно обоснован находками разнообразной фауны в интервале средний лландовери–пражский ярус нижнего девона. С учетом данных по Грубеинской площади [147, 148] и легенды Полярно-Уральской серии [153] возраст принимается в интервале нижнего лландовери–низов эмского яруса нижнего девона.

Общая мощность харотской свиты на описываемой территории с учетом субизоклинальной складчатости – не более 250 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Пагинская свита (D_{1-2pg}) впервые была выделена на р. Пага К. Г. Войновским-Кригером [4, 10]. Выходы и элювиальные развалы свиты в пределах Западно-Лемвинской структурно-формационной подзоны прослежены на северо-востоке по рекам Пальник-Ю, Пага и на их водоразделах, протягиваются далее непрерывной полосой через Самсоновы горы и среднее течение р. Тумболова до юго-западной границы описываемого планшета. Валидного стратотипа свиты нет. Опорный разрез на описываемой территории расположен по р. Пага.

Отложения пагинской свиты представлены мощной терригенной, ритмично построенной толщей турбидитного характера. Это многократное чередование серых, зеленовато-серых, темно-серых кварцевых и кварцитовидных песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев. Реже присутствуют пачки и пласты глинисто-кремнистых сланцев и кремней. Среди кремней и углеродисто-глинистых сланцев иногда отмечаются горизонты глинистых известняков. В верхней части свиты редко присутствуют трахибазальты и их туфы.

По материалам А. И. Водолазского [82], в районе Пальникского проявления баритов разрез свиты начинается с пачки преимущественно кварцевых

песчаников (55–60 %) с прослоями алевролитов, аргиллитов и алевроглинистых сланцев. Южнее на р. Пага состав песчаников меняется на кварц-полевошпатовый.

В каньоне р. Молюдвож в самом основании пагинской свиты Н. В. Лютиковым [115] из глинисто-кремнистых сланцев были собраны и определены конодонты *Polygnathus serotinus* Telf. эмского яруса нижнего девона.

По материалам А. И. Водолазского [82], на реках Пальник-Ю, Кокпела и Молюдмусюр примерно в 80–100 м выше контакта с подстилающими петьчататыми известняками харотской свиты прослеживается горизонт (5–15 м) темно-бордовых окремненных алевролитов и глинистых сланцев, содержащих конодонты эйфельского яруса: *Polygnathus* cf. *serotinus* Telf., *Pg. xylus* Stauff., *Pg. cf. pennatus* Hinde, *Pg. devoniana* Hind, *Ozarkodina* sp., *Ligonodina* sp.

В районе Пальниковского проявления баритов выше по разрезу расположена пачка аргиллито-алевролитового состава (аргиллиты 65 %) с маломощными прослоями алевритистых известняков и голубовато-серых баритизированных сланцев. Возраст отложений – позднейфельский, мощность пачки – 80 м.

Верхняя часть разреза пагинской свиты вскрыта скважинами на площади Пальниковского проявления баритов [111, 92]. Ниже приводится описание, по Н. В. Лютикову, этой части разреза. Автором выделяются две толщи – верхняя и нижняя.

Нижняя терригенная толща (58 м) (снизу вверх).

1. Песчаники кварцевые, кварцитовидные массивные серые	6 м
2. Сланцы кремнистые зеленовато-серые, переслаивающиеся с глинисто-кремнистыми сланцами темно-красного и зеленого цветов с многочисленными конодонтами	10,5 м
3. Песчаники кварцитовидные массивные серые, с небольшим количеством обугленного растительного детрита	3 м
4. Кремнистые сланцы тонко-среднеплитчатые, серые со слабым голубоватым оттенком, с конодонтами	5 м
5. Песчаники кварцевые, кварцитовидные с редким обугленным растительным детритом	26,5 м
6. Переслаивание глинисто-кремнистых сланцев от темно-серого до черного цвета с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев	7,5 м

Наиболее характерными отложениями, выполняющими роль маркера, являются пестроцветные глинисто-кремнистые образования слоев 2 и 4 с конодонтами эйфельского яруса. Они прослеживаются по всей Лемвинской зоне, являясь, видимо, фоновыми пелагическими осадками.

Выше на описанных отложениях залегает *верхняя терригенная толща*, которая делится на две пачки. Нижняя пачка (40 м) сложена преимущественно переслаиванием глинистых, углисто-глинистых сланцев и аргиллитов с пластом (2 м) кварцевых песчаников в основании. Верхняя пачка (38 м) представлена переслаиванием песчаников мелкозернистых кварцевых, серого цвета, с прослоями алевролитов, содержащих растительный детрит.

Выше вскрыта толща кремнисто-глинистых и глинистых сланцев с прослоями известняков, конкрециями барита и мергелями няньворгинской свиты. В сланцах – конодонты зоны *Palmatolepis gigas*.

На р. Пага в составе верхней толщи описана [115] пачка переслаивания серых, зеленовато-серых, с голубым оттенком, кремней с прослоями трахибазальтов и их туфов общей мощностью до 35 м.

Обломочный материал в песчаниках пагинской свиты представлен хорошоокатанными зернами кварца (до 85 %), в подчиненном количестве присутствует плагиоклаз (до 5 %) и обломки терригенных пород. Цемент базальный, реже поровый, обычно кремнистый, глинисто-кремнистый или глинисто-известковистый, песчаники часто содержат растительный детрит. В черных разностях листоватых аргиллитов и алевролитов пагинской свиты отмечаются пылевидные частицы углистого вещества.

В составе обломков, кроме кварца, присутствуют гидрослюда и хлорит, иногда серицит. Количество гидрослюды и хлорита может достигать 10–33 % и изменяться обратно пропорционально содержанию песчаных фракций.

Алевролиты по составу кварцевые и содержат в небольшом количестве (менее 1 %) зерна альбита, микроклина, полевых шпатов, единичные обломки эффузивов, биотита, серицита, чешуйки гидрослюды.

Сланцы ассоциируют непосредственно с песчаниками и алевролитами. Состав – хлорит, гидрослюды (с той или иной примесью алевролитовых зерен кварца). Окраска серая, темно-серая, зеленовато-серая) обусловлена преобладанием хлорита и гидрослюды. Темная окраска связана с появлением примеси углефицированного органического вещества.

По результатам определения физических свойств было установлено, что плотность кремнистых и углеродисто-кремнистых пород свиты находится в пределах 2,53–2,58 г/см³, известняков – 2,62–2,70 г/см³, средняя плотность пород пагинской свиты составляет 2,62 г/см³.

Отложения пагинской свиты характеризуются наличием стратиформного баритового оруденения промышленных масштабов, локализованного в верхних ее горизонтах за пределами описываемой площади в пределах Хойлинского баритового рудного узла с Хойлинским и Малохойлинским месторождениями [112]. На площади листа Q-41-XV находится Пальникское проявление баритов, приуроченное к этому же уровню.

В результате геохимического опробования по литологическому составу выделены две выборки: кремнистые породы и глинистые породы.

Кремнистые породы. Выборка состоит из пяти проб. По сравнению с региональными кларками, повышенные содержания отмечаются для Sr и Ni в 1,5–2 раза, Zr в 4 раза, Mo в 10 раз. Пониженные концентрации фиксируются для Ti, Yb, Li, Pb и Sn в 2–3 раза, Mn в 4 раза, V в 6 раз.

Глинистые породы. Выборка представлена шестью пробами. По сравнению с кларками песчаников земной коры, повышенные содержания отмечаются для V и Zr в 1,5 раза, Ge, Yb и Cu в 2–2,5 раза, Zn в 3 раза, Sc и P в 4 раза, Cr в 5 раз. Меньше в этих породах содержится Ti, Ba и Sn в 1,5–2,5 раза.

В песчаниках обнаружены незначительные концентрации Pt (10–15 мг/т).

На АФС выходы отложений свиты на дневную поверхность дешифрируются достаточно уверенно по характерному светло-серому фототону и тонкополосчатому рисунку с отчетливо проявленной внутренней складчатой структурой. Складчатость линейного типа с многочисленными флексуоробразными перегибами и видимыми замковыми частями складок. Песчаные

пачки и слои, как правило, отличаются более светлым фототонном, сланцевые пачки более темные. За счет относительно крутого залегания (45–60°) границы отдельных пачек, как правило, резкие, возможно выделение отдельных слоев мощностью первые десятки метров. Под чехлом рыхлых отложений мощностью 2–3 м дешифрируемость резко падает, за исключением отдельных элементов простираения пород.

На р. Молюдвож Н. В. Лютиковым [115] было установлено нормальное залегание отложений пагинской свиты на петельчатых тентакулитовых известняках харотской свиты, с конодонтами раннего эмса (зона *Polygnathus dehiscens*).

Кровля отложений пагинской свиты в районе проводится по полному исчезновению из разреза терригенных образований (песчаники, алевролиты). По скважинам Пальникского проявления отложения пагинской свиты согласно перекрываются толщей разноцветных кремнистых и глинистых сланцев няньворгинской свиты с конодонтами зоны *Palmatolepis gigas* франского яруса [115]. Однако скорее всего контакт здесь тектонический, и верхняя возрастная граница пагинской свиты совпадает, как и для надотамылькской свиты, с кровлей пашийского горизонта, так как поступление терригенного материала с шельфа совершенно очевидно прекратилось уже в кыновское время в связи с начавшейся обширной трансгрессией. Это подтверждается сборами в низах перекрывающих отложений няньворгинской свиты за пределами листа конодонтов зоны *Ancyrodella rotundiloba* [47], по современной схеме, относящейся к кыновскому горизонту позднего живета.

Таким образом, возраст пагинской свиты на территории листа устанавливается в интервале ранний–средний девон на основании находок в нижней ее части конодонтов позднего эмса–эйфеля и перекрытия отложений свиты отложениями няньворгинской свиты с конодонтами позднего живета.

Суммарная мощность свиты на описываемой площади, по материалам А. И. Водолазского [82] и Н. В. Лютикова [115], составляет 350–400 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Няньворгинская свита (D_2-C_{1IV}) получила название по р. Няньворгавож. Находится в пределах Западно-Лемвинской структурно-формационной подзоны. Впервые выделена на юге Лемвинской зоны К. Г. Войновским-Кригером [11, 85] в составе кремнисто-сланцевой толщи с прослоями известняков предположительно каменноугольного возраста. В дальнейшем на основании находок конодонтов [47, 82] было доказано наличие в составе свиты верхнедевонских отложений и широкое их распространение в Западно-Лемвинской подзоне. А. И. Водолазским эти отложения описаны под названием «хойлинская свита».

На площади работ выходы свиты вытянуты в северо-восточном направлении от восточной до южной рамки планшета. Ширина выходов редко превышает 1 км. Фрагменты разреза няньворгинской свиты известны по рекам

Пага, Погурей, Кокпела, Пальник-Ю, Грубе-Ю. Наиболее полный разрез свиты в пределах изучаемой территории обнажается по рекам Молюдмусюр-Ю, Пага и в районе Пальникского проявления баритов [82].

Для отложений свиты характерен известняково-кремнистый тип разреза. Литологический состав на описываемой площади достаточно однообразный, главную роль играют кремнистые (фтаниты, фтанитоиды) и кремнисто-глинистые породы при подчиненном количестве глинистых разностей и известняков. В углисто-глинистых сланцах встречены желваки с кристаллами пирита.

Разрез начинается пачкой (40–50 м) переслаивания темно-серых фтанитоидов и черных тонкослоистых углисто-глинистых сланцев с конодонтами *Palmatolepis* sp., *Polygnathus decorosa* Stauf., *Pg. cf. normalis* Miller et Young., *Belodella* sp., *Ozarkodina* sp. и др., характерных для кыновского горизонта верхней части живецкого яруса.

Выше залегает горизонт (10 м) темно-серых фтанитов и черных углисто-глинистых сланцев. Для пород характерна интенсивная пиритизация и присутствие кремнисто-фосфатных конкреций. С этого уровня отобраны конодонты *Ansyrodella* ex gr. *rotundiloba* (Bryant), *Polygnathus* ex gr. *ovalis* Bishet Zieg. саргаевского горизонта нижнефранского подъяруса.

Далее по разрезу среди переслаивающихся фтанитов и углисто-глинистых сланцев появляются единичные тонкие (0,8–1,1 м) прослой серых слабобитуминозных известняков с отпечатками пелеципод родов *Buchiola* и *Ontaria*. В кремнистых сланцах присутствуют богатые по видовому и родовому составу ассоциации конодонтов: *Palmatolepis martenbergensis* Muller., *P. proveersa* Zieg., *P. hassi* Muller., *P. subrecta* Mill. et Young., *Ozarkodina regularis* Brans. et Mehl., *Polygnathus decorosa* Mill. et Young. и др. доманикового горизонта нижнефранского подъяруса.

Вышезалегающая пачка пород (35–80 м) выходит на реках Пага, Пальник-Ю, Кокпела, Тумболова и Молюдвож. Разрез отличается от вышеописанного более высокой степенью карбонатности. В районе Пальникского проявления баритов известняки появляются сразу в основании пачки и могут быть использованы для проведения нижней границы верхнефранского подъяруса. Породы представлены переслаиванием кремнистых (фтанитоидов), глинисто-кремнистых и глинистых сланцев различных цветов с варьирующим количеством пластов (0,5–5,6 м) серых и темно-серых пелитоморфных известняков, нередко расслоенных глинистым материалом. В кремнистых сланцах собрана фауна конодонтов: *Palmatolepis gigas* Mill. et Young., *P. foliacea* Young., *P. hassi* Muller, *P. subrecta* Mill. Et Young., *P. provera* Zieg., *P. cf. transitans* Muller мендымского горизонта верхнефранского подъяруса.

Фаменские отложения представлены пачкой (50–60 м) переслаивания кремнистых, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. В последних отмечается характерная тонкополосчатая текстура. Возраст пачки, по мнению А. И. Водлазского, нижефаменский.

Далее на описываемой площади в бассейне рек Пальник-Ю, Тумболова, Молюдмусюр выходит верхняя часть разреза няньворгинской свиты, представленная существенно черносланцевой пачкой (60–70 м). В нижней части пачки отмечаются прослой известняков и яркоокрашенных (бордовых, виш-

невых) «яшмоидов» (зона marginifera), в верхней – темноцветные фтаниты с прослоями светлых зеленовато-серых туфов и туффитов кислого состава.

К настоящему времени накопился достаточно богатый материал по петрографии и петрохимии отложений няньворгинской свиты [33, 34] (табл. 1).

Фтаниты представляют собой черные, темно-серые и серые кремнистые породы, тонкоплитчатые или сланцеватые. Сложены преимущественно халцедоном при подчиненном количестве кварца, состоят из плохо сохранившихся скелетных остатков радиолярий.

Фтанитоиды красновато-коричневого, сургучно-красного, реже зеленого цвета, близки к фтанитам, но отличаются от них химизмом и цветом, в целом они напоминают яшмоиды. По составу фтанитоиды могут быть существенно радиоляриевыми и микрозернистыми.

Глинисто-кремнистые сланцы представлены зеленовато-серыми, голубовато-серыми тонкоплитчатыми породами пелитовой структуры. Породы представляют собой однородную массу глинистых и кремнистых частиц. Сланцы по химическому составу отличаются от фтанитов более значительным содержанием глинозема.

Известняки микрозернистые темно-серые, с толстоплитчатой отдельностью и многочисленными прожилками кальцита. В кальците присутствуют единичные зерна флюорита (2×3 мм). Известняки достаточно чистые, с содержанием нерастворимого остатка не более 5 %.

В петрохимическом отношении в зеленых фтанитоидах отмечаются слабоповышенные концентрации MnO (до 0,43 %). Для пестроцветных отложений характерно увеличение содержания BaO до 3,39 %.

По материалам Н. В. Лютикова [115], няньворгинская свита, по геофизическим данным, находит отражение только в электрическом поле. По графикам СЭП среди других образований свита выделяется относительно высокоомными полями по сравнению с харотской свитой. От пагинской свиты комплекс кремнистосланцевых отложений отличается по резкой смене высокоомных полей на относительно низкоомные. В магнитном поле свита практически не имеет характерных проявлений, не отличаясь от всего комплекса палеозоя.

Результаты определения физических свойств показывают, что плотность песчаников и кремнистых сланцев находится в пределах 2,52–2,70 г/см³. Средняя плотность пород няньворгинской свиты – 2,61 г/см³.

По результатам геохимического опробования разреза няньворгинской свиты выделено пять выборок: песчаники, известняки, кремнистые породы, углисто-кремнистые породы и омарганцованные кремнистые породы.

Выборка *песчаников* состоит из пяти проб. Средние содержания превышают кларки песчаников земной коры по Mn, V, Cr, Zr, Ni, Cu, P в 1,5–2 раза, Ti, Zn в 2,5–3 раза. Пониженные концентрации отмечаются для Nb и Ge в 1,5–1,8 раза.

Выборка *известняков* составляет три пробы. Сравнение с кларковыми значениями карбонатных пород в земной коре показывает, что няньворгинские известняки содержат повышенные концентрации Ni, Co в 1,5–2 раза, Cr, Be, в Y 3–3,5 раза, Mn в 5 раз, Ba в 10 раз и Zr в 20 раз. Пониженные содержания характерны только для V и Li – в 1,7–2 раза.

Химический состав фтанитов няньворгинской свиты по р. Пальник-Ю [34]

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	ппп	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма	SiO ₂ свободн.
Фтаниты радиоляриевые черные																
40а/762	87,55	0,2	4,43	0,43	1,48	0,05	0,49	0,9	1,58	0,39		1,99	0,06		99,55	78,18
40а/767	95,74	0,1	0,9	0,23	0,34	0,02	0,32	0,21	0,11	0,19		1,47	0,04		99,7	90,4
Фтанит радиоляриевый зеленовато-серый																
40а/740	92,16	0,01	2,76	0,39	0,8	0,02	0,41	0,51	0,27	0,47		1,68	0,03		99,51	86,64
Фтанит микрозернистый зеленовато-серый																
40а/55	90,18	0,11	2,99	0,64	1,24	0,06	0,92	0,72	0,31	0,27	1,48		0,07	0,56	99,55	
Фтанит микрозернистый голубовато-серый																
40а/766	94,62	0,1	1,9	0,35	0,46	0,01	0,26	0,21	0,31	0,21		1,44	0,15		100,02	80,64
Фтанитоид красновато-бурый																
40а/747	83,9	0,05	2,21	0,59	0,62	0,28	0,6	3,21	0,16	0,46	3,39	3,92	0,03		99,42	80,5
40а/750	73,64	0,25	6,02	2,05	1,35	0,26	1,72	5,23	0,51	1,29		6,27	0,1		99,19	55,72
Фтанитоид зеленый																
40а/752	83,18	0,1	2,5	0,43	0,72	0,43	0,38	4,78	0,24	0,4	1,11	4,73	0,07		99,07	77,32
40а/749	82,36	0,15	3,57	0,36	1,21	0,27	1,08	4,31	0,42	0,61		5,3	0,05		99,69	77,86
Глинисто-кремнистые сланцы зеленовато-серые																
40а/742	77,94	0,4	7,94	1,36	3,07	0,05	2,15	0,57	0,97	1,42		3,32	0,07		99,46	

Кремнистые породы представлены семью пробами. По сравнению с региональными кларками содержат повышенные концентрации Cr, Be, Sc, Mo, Sn в 2 раза, Ni в 2,5 раза и Zr в 4 раза. Пониженные содержания отмечаются для Nb и Zr в 1,5–2 раза, Yb в 2,6 раза, Ti и Ga в 3,7–4 раза, Mn в 5 раз и V в 7 раз.

Углисто-кремнистые породы представлены шестью пробами. По сравнению с региональными кларками содержат повышенные концентрации Cr, Zr, Zn, Pb и P в 1,5–2 раза, Ni в 4 раза, Bi и Mo – в 7 раз, Cd в 30 раз! Меньше в породах содержится Ti – в 3 раза и Mn в 8 раз.

Омарганцованные кремнистые породы представлены восемью пробами. По сравнению с региональными кларками в них больше содержится Ti, Be, Yb, Sc, Co, Mo, Zn и P в 1,5–2 раза, Ba в 3 раза, Cr и Ni в 4 раза, Mn в 7,5 раз и Zr в 10 раз. Пониженные концентрации характерны для Nb, Li, Ga в 1,7–2 раза и V в 3 раза.

Сравнение вышеописанной выборки со средними содержаниями в кремнистых породах этой же свиты показывает, что омарганцованные породы обогащены V, Y, Ni, Pb, Sn, P и Ga в 1,5–2 раза, Cr, Zr и Zn в 2,5–3 раза, Yb в 5 раз, Ti в 6 раз и Mn в 40 раз!

Яшмоидная пачка в верхней части разреза няньворгинской свиты благоприятна для локализации сингенетичного марганцевого оруденения. Для пород няньворгинской свиты характерны повышенные концентрации марганца и бария.

Следует также отметить стабильное присутствие в углисто-кремнистых, кремнистых, терригенных породах и известняках небольших концентраций Pt (10–15 мг/т).

Благодаря прекрасно выраженной слоистости, отложения няньворгинской свиты на АФС выделяются по тонкополосчатому фоторисунку и светлому фототону. Особенно отчетливо дешифрируются пликвативные и дизъюнктивные дислокации. По светлому фототону можно проследить отдельные пачки пород в общей структуре поля распространения отложений. На участках перекрытия рыхлыми покровными образованиями степень дешифрирования падает. Под чехлом рыхлых отложений мощностью до 3 м дешифрируются только отдельные структурные лениаменты.

Нижняя граница свиты согласная и охарактеризована выше – при описании пагинской свиты.

Нормальные стратиграфические соотношения няньворгинской и яйюской свит описаны Н. В. Лютиковым [115] в каньоне р. Молудвож. Здесь, в подошве известняково-доломитовой пачки яйюской свиты залегает пачка темно-серых и черных фтанитов, кремнистых сланцев няньворгинской свиты с прослоями туфов кислого состава и туффитов общей мощностью 20–30 м. По его мнению, эта маркирующая пачка прослеживается по всей Лемвинской зоне, возраст ее по единичной находке конодонтов на р. Няньворгавож – *Dollymae hassi* Voges, *Gnathodus typicus* Rod., *Scaleognathus anhoralis* Bran. et Mehl – турнейский (устное сообщение В. А. Салдина).

Возраст няньворгинской свиты на рассматриваемой территории по находкам конодонтов уверенно датируется в пределах от верхней части живетского яруса среднего девона (кыновский горизонт) до кровли фаменского яруса

позднего девона [82]. В целом в Лемвинской зоне верхняя граница свиты проводится выше – по косьвинскому горизонту позднего турне [47, 81, 92, 25, 153].

Мощность свиты на описываемой площади оценивается Н. В. Лютиковым в 150 м, а А. И. Водолазским – в 250–300 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Яйюская свита (C_{1-3j}), названная по р. Яй-Ю, выделенная К. Г. Войновским-Кригером [11, 85] и описанная в монографиях А. И. Елисеева [33, 34], В. Н. Пучкова [47], В. А. Салдина [139], находится в пределах Западно-Лемвинской структурно-формационной подзоны. Опорные разрезы расположены на прилегающих к листу соседних территориях по рекам Няньворгавож, Грубе-Ю [139].

На описываемой площади свита выходит на дневную поверхность в северо-восточной и юго-западной частях листа Q-41-XV. Ширина выходов – от 1,5 до 4 км.

Полный разрез свиты на площади работ не описан. Конкретные фрагменты разрезов трудно увязываются между собой и обнаруживают общую тенденцию увеличения терригенной составляющей вверх по разрезу. По материалам А. И. Водолазского [82], состав свиты пестрый: серые и темно-серые аргиллиты и глинистые сланцы, чередующиеся с мощными пачками полимиктовых, нередко известковистых песчаников и алевролитов. В нижних и верхних горизонтах терригенные породы перемежаются с такими же мощными пачками известняков.

В пределах описываемой площади выше по разрезу карбонатные отложения сменяются пачкой терригенных пород. Наиболее полно терригенная пачка представлена на р. Пальник-Ю, в 1 км ниже Пальникского баритового проявления. Здесь преобладают полимиктовые песчаники, алевролиты с известковистым цементом и глинистые сланцы. Переслаивание пород носит флишоидный характер. В разрезе встречен единичный прослой мелкогалечных конгломератов мощностью 0,8 м. В породах присутствуют фораминиферы поздневизейского возраста. Песчаники и алевролиты в основном полимиктовые, часто известковистые. В обломках – кварц, полевые шпаты, эффузивы, карбонаты, редко кремнистые породы [34, 111]. Для тяжелой фракции характерно присутствие хромита, магнетита, турмалина, циркона, эпидота, граната. Общая мощность терригенной пачки – 570 м.

Выше по течению р. Пальник-Ю описан горизонт углеродсодержащих глинистых сланцев с фосфатными конкрециями мощностью 20–25 м. Положение в разрезе определить трудно, однако подобные горизонты отмечались в яйюской свите на соседней территории и датируются поздневизейским возрастом.

Разрез яйюской свиты вскрыт также по руч. Тумболовавож, где на протяжении 400 м прослеживаются отдельные выходы известковистых аргиллитов и алевролитов [34]. В разрезе преобладают аргиллиты при мощности прослоев от нескольких до 10 м и более. Мощность алевролитов не превышает первых метров. Местами количество известковистого материала возрастает, и

породы переходят в алевритистые известняки с фауной фораминифер *Archaediscus* ex gr. *moelleri* Raus, *Plectogyra* sp. Примерно из этого же интервала на смежной Харутской площади собраны конодонты *Idiognathoides corrugates* (Harr. et Holl.), *I. Sulcatus* Higg. et Bouck., *Neognathodus* sp., *Streptognathodus suberectus* Dunn., характеризующие башкирский ярус среднего карбона.

В целом флишеидный характер переслаивания этого разреза сохраняется, однако увязать его с пальникским разрезом не представляется возможным. Вероятнее всего, что это – фациальная разновидность яйюского разреза.

Геохимическое опробование песчаников и алевролитов яйюской свиты (четыре пробы) показало, что по средним содержаниям химических элементов эти породы слабо отличаются от кларков песчаников земной коры. Небольшие повышения в 1,5–2 раза зафиксированы для Mn, Cr, Zr, Zn, Ba, Li, Ni, Mo, Pb, Cu, P и Ga, в 2,2 раза Y, в 3 раза V, в 4 раза Sc. Пониженные концентрации отмечаются только для Sn – в 1,4 раза.

В связи с неудовлетворительной степенью обнаженности на АФС характерных особенностей фотоизображения на выходах отложений свиты на дневную поверхность выделить не удалось. Чаще всего они перекрыты рыхлыми покровными образованиями. В единственном выходе на р. Тумболова-вож они характеризуются мягкими очертаниями рельефа, серым до светло-серого фототонном с редкими линеаментами структурных линий, формирующих в микрорельефе протяженные, до 300–500 м гряды, сложенные более компетентными породами. Фоторисунок нередко осложняется радиальными полосами солифлюкционных потоков на границах с перекрытыми полями. В некоторых случаях, вероятно, просматриваются замковые части мезоскладок. В целом по фототону отложения плохо отличаются от полей, сложенных образованиями вышезалегающей кечпельской свиты.

Возраст свиты охарактеризован органическими остатками, среди которых определены фораминиферы и конодонты визейско-серпуховского, московского и позднекаменноугольного возрастов: *Gnathodus* cf. *gyrti* Hass., *Gnathodus bilineatus* (Roun.), *Gondolella* cf. *foliosa* Chern. et Resh., *Neognathodus* sp., *Idiognathodus sinuosus* Ell. et Grav., *Streptognathodus exselsus* Stauff. et Plum., *S. gracilis* Stauff. et Plumm., *Gondolella* cf. *bisseli* Clark et Behn., а также смешанные комплексы конодонтов и фораминифер со смесью форм раннего, среднего и позднего карбона [33, 92, 139, 152].

Общая мощность яйюской свиты на описываемой площади составляет не менее 1000 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кечпельская свита (С₃–Р₁кр) выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1947 г. Расположена в пределах Лемвинской подзоны Западно-Уральской СФЗ. Стратотип расположен на р. Кечпель. Опорные разрезы находятся за пределами описываемой территории по рекам Харута, Бол. Хойла [139].

Выходы отложений свиты вытянуты в северо-восточном направлении почти на 80 км при ширине от 1 до 7 км. В северо-западной части свита перекрыта покровом меловых отложений. Редкие коренные выходы отмечаются

по рекам Пага, Тумболова, Кокпела. Поля элювиальных развалов наблюдаются по р. Пальник-Ю. В целом степень обнаженности свиты достаточно низкая.

Согласно исследованиям В. Н. Гессе [18], по литологическим и текстурным особенностям свита представляет собой типичный граувакковый флиш. Отложения представлены ритмично переслаивающимися пластами среднезернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность отдельного ритма составляет 10–12 м при мощности входящих в него слоев 1,5–2 м. В основании ритма находятся песчаники, которые вверх по разрезу последовательно переходят в алевролиты и далее в аргиллиты. Граница каждого последующего ритма, как правило, резкая, часто со следами микроразмыва нижележащего цикла.

По составу отложения кечпельской свиты наиболее близки к отложениям верхних горизонтов яйюской свиты, но отличаются от последней полным отсутствием карбонатной составляющей. Ниже приводится литологическое описание составных частей разреза свиты, по В. Н. Гессе [18]. В основании разреза кечпельской свиты на р. Пальник-Ю выходит пачка крупнозернистых песчаников с мелкой галькой.

Песчаники серого, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, полимиктовые, массивной текстуры и псаммитовой структуры, с очень характерной бурой коркой выветривания. Обломочный материал (70–80 %) представлен угловатыми, реже хорошоокатанными обломками зерен плагиоклаза (30–35 %), кварца (15–20 %), кальцита (0–5 %), кремнистых пород (20–25 %). Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, пирит, турмалин, циркон, гранат, апатит, редко глауконит. Цемент (20–30 %) базальный, иногда контактово-поровый. По составу глинистый или карбонатный. Характерной особенностью является присутствие в песчаниках черных округлых плоских аргиллитовых линзочек 1–5 см в поперечнике. На реках Кокпела и Тумболова в мелкозернистых песчаниках наблюдаются кремнисто-глинистые шарообразные и линзовидные конкреции. Песчаники, как и другие породы кечпельской свиты, метаморфизированы.

Алевролиты темные, почти черные образуют переходные разности с песчаниками и аргиллитами. Структура алевролитовая, текстура сланцеватая. Породы слабоуглистые или железистые, реже известковистые. Иногда содержат плоские линзовидные включения аргиллитов. Характерной особенностью алевролитов кечпельской свиты является присутствие на плоскостях напластования обильного растительного детрита в виде обугленных или графитизированных частиц от мелкой пыли до обрывков размером в несколько сантиметров. На участках переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов растительные остатки наблюдаются исключительно в мелкозернистых алевролитах.

По составу алевролиты отличаются от песчаников незначительно. Обломочный материал представлен угловатыми зернами полевых шпатов (30–40 %), кварца (15–20 %) и пластинками (2–10 %) серицита и хлорита. В незначительном количестве присутствуют обломки и цельные окатанные зерна гематита, апатита, эпидота, турмалина и циркона. Цемент базальный или контактово-поровый, по составу глинистый, иногда известковистый. Харак-

терной особенностью алевролитов является их сланцеватость и присутствие в цементе серицита и хлорита.

Аргиллиты представляют собой породы темно-серого до черного цвета с ясным синеватым оттенком. Нередко на плоскостях напластования присутствует слюда, обычны выцветы окислов железа. Растительные остатки в аргиллитах практически отсутствуют. Среди аргиллитов встречаются бурочерные очень крепкие железистые конкреции.

В магнитных и гравитационных полях отложения свиты не имеют специфических проявлений и поэтому трудно отличимы от палеозойского комплекса пород. По графикам СЭП, поле развития кечпельской свиты фиксируется по относительной низкоомности (ρ_k до 400–500).

На АФС отложения свиты дешифрируются достаточно хорошо по сглаженным формам рельефа и нередко контрастному, полосчатому фоторисунку при условии отсутствия значительного по мощности покровного комплекса. При увеличении мощности покровного чехла до 3 м дешифрируются только отдельные структурные линеаменты, подчеркивающие слоистость пород.

На описываемой площади, по данным А. И. Водолазского [82], в среднем течении р. Молюдмусюр-Ю в алевролитах из верхней части разреза кечпельской свиты собраны отпечатки печеночных мхов пермского облика (заключение Г. М. Владимирович).

На соседней территории в разрезе кечпельской свиты по р. Бол. Хойла В. А. Салдиным в двух точках были собраны конодонты. В одной из них определены *Streptognathodus oppletus* Ellis., *S. gracilis* Stauf. et Plummer, *Idiognathodus* sp. – поздний карбон; в другой – *Neognathodus* sp., *Streptognathodus* cf. *elongatus* Gunn. – поздний карбон – ранняя пермь [139].

Нормальные соотношения кечпельской свиты с подстилающими отложениями яйюской и воргашорской свит неоднократно описаны на смежных площадях. Переход между свитами постепенный, нижняя граница свиты проводится по исчезновению из разреза карбонатной составляющей и появлению в терригенных породах обильного растительного детрита. Таким образом, возраст нижней границы кечпельской свиты по положению в разрезе и находкам органики определяется как позднекарбонный. Верхняя граница свиты эрозионная, на разных ее частях с угловым несогласием залегают меловые отложения, поэтому определена она может быть только косвенным путем. По мнению В. Н. Пучкова [47], верхний возрастной предел кечпельской свиты ограничивается артинским ярусом ранней перми. Ранее к такому же выводу пришел К. Г. Войновский-Кригер [5] на основании сходства ее с юньягинской серией артинского возраста Воркутинского района.

По оценке В. Н. Гессе [18], мощность кечпельской свиты в южной половине описываемой территории достигает 1000–1200 м, в северной части листа мощность свиты уменьшается до 400–500 м.

Юньягинская серия (C_3 – P_{1jj}) выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г., название по р. Юнь-Яга, притоку р. Воркута. Является возрастным аналогом кечпельской свиты в Косью-Роговской подзоне Косью-Коротайхинской СФЗ. Стратотип расположен на р. Воркута [6].

На описываемой территории на дневную поверхность не выходит. Выделяется в северо-западной части листа по данным бурения под покровом горизонтально залегающих меловых осадков.

Отложения серии вскрыты буровыми скважинами в междуречье Юньяха-Уса-Юньяха-Пага. В нескольких скважинах были прослежены отдельные, небольшие по мощности, плохо увязывающиеся друг с другом части разреза юньягинской серии, представленные полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В нижней части разреза среди песчаников присутствуют редкие прослои глинистого известняка.

Нижняя часть разреза юньягинской серии сложена зеленовато-серыми песчаниками (50–65 %) и алевролитами (25–35 %). Встречаются немногочисленные горизонты с конкрециями железисто-кремнистого и кремнисто-глинистого составов. Песчаники толстоплитчатые, мелкозернистые, реже среднезернистые. Алевролиты тонкоплитчатые до сланцеватых и неравномернозернистые до комковатых. Песчаники и алевролиты по составу полимиктовые, зерна плохоокатанные. Цемент базальный известковистый и железисто-кремнистый. Широко развит обугленный растительный детрит. В песчаниках отмечаются уплощенные линзовидные аргиллитовые включения.

Фауна встречается редко, в верхах нижней части серии это – обломки морских пелеципод пермского облика. Иногда наблюдались мелкие обломки *Nucula* sp. и пермских гониатитов. Флора встречается чаще (особенно в верхах нижней части серии) и представлена отпечатками *Noeggerathiopsis* sp. и *Bardocarpus aliger* (?) Zal. Чаще наблюдаются *Samaropsis* sp., *Sylvella* sp. и *Pekopteris* sp. (определения Х. Р. Домбровской). Мощность нижней части разреза юньягинской серии – 150–160 м.

Средняя часть серии сложена переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, содержащими маломощные пласты мелкозернистых песчаников и песчано-глинистых конкреций. Мощность средней части разреза — 120–130 м.

Верхняя часть серии представлена чередованием мощных чачек переслаивающихся песчаников с алевролитами и алевролитов с аргиллитами. В разрезе преобладают алевролиты (50–55 %) и песчаники (30–35 %). Количество аргиллитов не превышает 10–12 %. Слоистость чаще параллельная, реже косая. В разрезе присутствуют немногочисленные горизонты, содержащие мергелистые конкреции. Песчаники серого и зеленовато-серого цветов толстоплитчатые; алевролиты зеленовато-серые, темно-зеленые чаще тонкоплитчатые.

Мощность верхней части разреза юньягинской серии — 220–230 м.

Отложения серии интенсивно смяты и относительно полого (15–20°) погружаются на северо-запад. В юго-восточной части под покровом меловых отложений предположительно проводится их контакт с породами кечпельской свиты, который так и остался неизученным. К. Г. Войновский-Кригер считает этот контакт тектоническим. В. Н. Гессе [86] по возрасту увязывает кечпельскую свиту с низами и средней частью юньягинской серии. По его мнению, породы серии в юго-восточном направлении фациально замещаются отложениями кечпельской свиты.

К юго-западу от территории листа отложения юньягинской серии вскрыты параметрической скв. 23 (1-Восточно-Лемвинская) под покровом Лемвинского

аллохтона [28]. Поэтому фациальный переход к кечьпельской свите, если он существует, располагается значительно восточнее картируемого несомненно тектонического контакта юньягинской серии и кечьпельской свиты. В северо-западной части описываемой территории, по данным бурения, юньягинская серия согласно перекрывается отложениями угленосной воркутской серии.

Растительные остатки редки и представлены для верхней части серии только детритом, скоплением обугленной и минерализованной древесины. Из фрагментарных остатков встречаются плохо сохранившиеся остатки хвощей. Возраст юньягинской серии на площади работ по органическим остаткам определен как пермский. В целом на территории Косью-Коротайхинской СФЗ он принимается как позднекаменноугольный–раннепермский [153].

Видимая мощность юньягинской серии по скважинам 6 и 10 оценивается в 1650–2900 м [71]. Общая мощность пород юньягинской серии на площади листа, по оценке В. Н. Гессе, составляет более 520 м [18].

Ниже приводится описание угленосных отложений Печорского угольного бассейна, выделенных по результатам глубокого бурения при проверке структур, перспективных на нефть и газ [71]. На описываемой территории угленосные свиты изучены слабо, поэтому их описание дается по примыкающим соседним территориям [25].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Воркутская серия названа по р. Воркута. Автор – А. А. Чернов [63]. Серия отвечает началу крупного трансгрессивно-регрессивного цикла в развитии Предуральяского краевого прогиба, связанного с процессом угленакопления и представляет собой мощную угленосную толщу, имеющую циклическое строение и сложенную переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями с частыми включениями железисто-карбонатных, анкеритовых и сидеритовых конкреций. В нижней части разреза циклы включают в себя морские, лагунно-морские и континентальные образования, количество которых, а также мощность слоев уменьшаются вверх по разрезу. Верхняя часть представлена в основном континентальными образованиями.

Отложения воркутской серии расчленяются на лекворкутскую и интинскую свиты. Мощность серии варьирует в пределах 400–2400 м.

Лекворкутская свита (P₁lv). Название дано по р. Лек-Воркута (правый приток р. Воркута). Автор – К. Г. Войновский-Кригер [7].

В Интинском районе свита представлена равномерным переслаиванием крупных пачек серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями угля в основном в верхней части разреза. Здесь же встречается значительное количество сидеритовых конкреций. Многочисленная фауна остракод, брахиопод, двустворчатых моллюсков, мшанок, а также макромерные растительные остатки широко распространены по всему разрезу. Характерны кунгурские виды мелких фораминифер зон *Gerkeina komiensis* и *Fronicularia prima* и брахиопод, среди которых наиболее важными являются *Striapustula koninckiana* Keys. (массовое развитие), *Megousia kulikii* Fred. и *Sowerbina granulifera* (Toula) [41].

Из растительных остатков чаще всего встречаются членистостебельные, кордаиты, мелкоперышковые папоротники: *Paracalamites frigidus* Neub., *Cordaites singularis* (Neub.), *Zamiopteris lanceolata* (Chachl. et Pol.) Neub., *Cardioneura vorcutensis* Zal., *Samaropsis frigida* Neub. и др. Они тоже указывают на кунгурский возраст отложений.

Г. П. Каневым и Н. А. Колодой (2000 г.) в верхах разреза установлены падинокомплексы уфимского возраста с *Kraeuselisporites vulgaris* (Naum. et War.), *K. pogorevitchi* Virb., *Granizonospora granifera* (Lub.), *Crucisaccites ornatus* (Samoil.), *Perulatisporites strumulosus* Virb и др.

Видимая мощность свиты на описываемой территории по скважинам 6 и 10 составляет 1500–2480 м [71]. Мощность лекворкутской свиты в Интинском районе оценивается в 550–685 м.

Интинская свита (*P_{in}*) свое название получила по г. Инта. Автор – А. П. Ротай [52]. Стратотип свиты расположен на р. Воркута. Согласно залегают на отложениях лекворкутской свиты и в Интинском районе подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (400–410 м) характеризуется переслаиванием серых и желтовато- и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов с маломощными прослоями серых глинистых известняков, с пластами угля и с горизонтами морской фауны в самых низах разреза. Верхняя подсвита (300–350 м) представлена переслаиванием серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов, аргиллитов и угольных пластов.

Состав органических остатков, представленных многочисленной и разнообразной флорой, спорами и пылью, морскими и неморскими двустворками, брахиоподами, позвоночными, насекомыми и др., определяет возраст интинской свиты как уфимский (соликамский и шешминский (нижняя часть) горизонты) [61, 58, 135]: *Viatscheslavia vorcutensis* Zal, *Viatscheslaviophyllum vorcutense* Neub., *Intia*, *Kosjunia*, *Syrjagia*, *Rufloria recta* (Neub.), *Samaropsis vorcutana* Tschirk., *S. elegans* Neub., *S. subelegans* Neub., *Zamiopteris glossopteroides* (Schm.), *Palaeomutela alta* Pog., *P. suprema* Pog., *Palaeonodonta vorcutica* Pog. В низах свиты – *Lingula orientalis* Gol., *Megousia aaqardi* (Toula), *Astartella raricostata* Demb.

Мощность свиты в Интинском районе составляет 520–850 м.

Печорская серия названа по р. Печора. Автор – Н. М. Леднев (1932 г.). Отложения, сформировавшиеся в континентальных условиях, представлены толщей в основном сероцветных терригенных осадков. Это переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей с прослоями и пачками конгломератов и гравелитов. Характеризуются быстрой фациальной изменчивостью, чередованием мелкой цикличности с крупными и более грубозернистыми циклами, распространением сидеритовых и кремнисто-сидеритовых, а в верхней части – известковистых конкреций, повсеместной угленосностью. В отложениях содержится большое количество ископаемых растительных остатков. Это «печорский» комплекс флоры, в котором преобладают папоротники. В меньшей степени встречаются плауновые, гинкговые, членистостебельные растения неопределенного систематического происхождения.

Фауна представлена редкими пресноводными двустворчатыми моллюсками, остракодами, конхостраками, крыльями насекомых, чешуей рыб.

Отложения печорской серии согласно ложатся на отложения воркутской серии. Нижняя граница печорской серии проводится по смене литолого-фациальных условий и по появлению в разрезе «печорских» элементов флоры и неморской фауны.

На описываемой территории печорская серия представлена сейдинской свитой.

Сейдинская свита (P_{1-2sd}) названа по р. Сейда (приток р. Уса). Авторы – И. Ф. Федоров, Б. А. Афанасьев (1962 г.). Стратотип свиты выделен по скважинам Сейдинского месторождения [20].

В пределах Косью-Роговской подзоны сейдинская свита традиционно расчленяется на две подсвиты: нижнесейдинскую и верхнесейдинскую.

Нижнесейдинская подсвита представлена сероцветной аргиллит-алевролитовой толщей с мощными пачками песчаников, единичными прослоями гравелитов и конгломератов, с мощными угольными пластами и большим количеством сидеритовых конкреций. Угленосность высокая. Подсвита охарактеризована флорой, миоспорами, единичными пресноводными двустворчатыми моллюсками и конхостраками верхнешешминского горизонта уфимского яруса и самых низов нижнеказанского подъяруса [58, 46]: *Callipteris adzvensis* Zal., *Zamiopteris einorii* Schwed., *Rufloria synensis* (Neub.), *Wattia rara* Pukh., *Sphenophyllum comiense* Tschirk., *Samaropsis postfrigia* Dombr., *S. elegans* Neub.; *Leiotriletes egregious* Virb., *Verrucosis porites varcaensis* Virb., двустворки *Seyedina savitschevi* Jats., *Abiella ovate* Bet. и др. Мощность подсвиты – 150–520 м.

Верхнесейдинская подсвита сложена массивными сероцветными песчаниками (преобладают), переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями с редкими прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Угленосность низкая. Подсвита охарактеризована флорой, миоспорами, редкими пресноводными двустворками и конхостраками нижнеказанского подъяруса [58, 46]: *Paichoia tschernovii* Zal., *Syniopteris nesterenkoi* Zal., *Phylladoderma alberi* Zal., *Zamiopteris grossus* Pukh., *Wattia erjagensis* Pukh., *Leiotriletes subintorius* (Waltz.), *Verrucosis poritesniamdensis* Virb., двустворки *Seyedina inventa* Jats., *Concennella pajchoica* Pog. и др. Мощность подсвиты – 100–500 м.

Общая мощность сейдинской свиты в Косью-Роговской подзоне составляет 250–1000 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Полярно-Предуральская СФЗ

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Глауконито-опоковая толща (K_{2go}). Меловые стратифицированные образования занимают северо-западную половину описываемой территории и перекрыты чехлом рыхлых кайнозойских отложений. Естественные выходы меловых отложений, расположенные на реках Уса, Юнъяха, Пальник-Ю, изучались многочисленными исследователями (С. А. Голубев, М. С. Калецкая, В. Н. Гессе, В. М. Овчинников, В. В. Грибанов и др.) и были

отнесены по фаунистическим определениям к сантонскому ярусу верхнего мела. По мнению В. Н. Гессе [18], в естественных обнажениях вскрывается не более 25–30 м разреза глауконит-опоковой толщи. Перекрытая кайнозойскими отложениями северо-западная часть меловых отложений была разбурена редкой сетью картировочных скважин [129].

Ниже приводится опорный разрез верхнемеловых отложений по скв. 1 (СДК-408), вскрывшей максимальную мощность этих осадков [129]. Снизу вверх вскрывается следующий разрез.

1. Песчаники зеленоватые тонкозернистые, содержащие многочисленные гравий и гальку и переслаивающиеся с алевролитом. Мощность 0,9 м
2. Алевролиты серые мелкозернистые, неяснополосчатые, с глауконитовыми песчаниками, в верхней части переслаивающиеся с серой опоковидной породой, с ходами организмов, с присыпками крупно-алевролитового и песчаного материала глауконитового состава. В нижней части находятся рассеянная галька и гравий кремней. Фауна распространена по всему слою и представлена пелециподами, остатками белемнитов, брахиоподами и др.: *Oxytoma* cf. *tenuicostata* Roem., *Inoceramus* sp., *Actinocamax* sp. (cf. *verus* Mill), *Rhynchonella* sp., Echinoidea, Foraminifera, Cirripedia, Belemnitidae. Мощность 56,6 м
3. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые, кварцево-глауконитовые с прослоями до 0,25 м серой аргиллитоподобной опоковидной породы с редкими неясными растительными остатками. В нижней части прослоя опоковидной породы найдена фауна пелеципод *Oxytoma* cf. *tenuicostata* Roem. Мощность 7,4 м
4. Аргиллитоподобные светло-серые опоковидные породы с линзочками и неправильными включениями песчаного глауконитового материала. Мощность 0,5 м
5. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые, кварцево-глауконитовые с прослоями до 0,15 м аргиллитоподобной светло-серой опоковидной породы. Мощность 0,9 м
6. Аргиллитоподобные серые породы крепкие, опоковидные с линзочками глауконитового песчаника и светло-серого алевролита. Многочисленные следы организмов выполнены зеленоватым песчаником. Мощность 0,65 м
7. Песчаники светло-серые с зеленоватым оттенком, мелкозернистые кварцево-глауконитовые, нервнослоистые с примазками бурого глинистого материала. Местами — линзы и неправильные пятна глинистого материала с ходами организмов. Мощность 9,0 м
8. Песчаники серые мелкозернистые опоковидные крепкие, с горизонтальной, а местами линзовидно-волнистой слоистостью, слюдястые, с редкими мелкими зернами глауконита и следами организмов, выполненными песчаным материалом. Содержат редкие опаловидные стяжения (3–5 см) овальной формы, в нижней части прослои (до 0,2 м) кварцево-глауконитового песчаника. Мощность 4,4 м
9. Алевролиты серые крупнозернистые опоковидные, скрыто горизонтально-слоистые, с ходами организмов, слюдястые с прослоями (0,05–0,1 м) мелкозернистого зеленовато-серого кварцево-глауконитового песчаника. Мощность 6,1 м
10. Аргиллиты серые плотные, слабосцементированные, скрыто-горизонтально-слоистые с присыпками алевролитового материала по наслоению с единичными плоскостями скольжения. Присутствуют тонкие прослои мелкозернистого песчаника. Мощность 13,2 м
11. Песчаники алевролитовые серые, неясно-горизонтально-слоистые слюдястые, слабосцементированные. Мощность 0,3 м

Общая мощность разреза – 100 м.

Ниже приводится петрографическое описание меловых отложений по данным В. Ф. Петрова [129] и Н. В. Лютикова [114].

Под микроскопом видно, что вещественный состав кварцево-глауконитовых песчаников однообразный: они состоят из мелких хорошоокатанных зерен кварца и темно-зеленых зерен глауконита. В виде единичных зерен присутствуют альбит, мусковит, магнетит, хромит и гематит. В качестве примеси можно отметить турмалин, циркон, кальцит, соссюрит, эпидот. В небольшом количестве всегда присутствует органический детрит: обломки спикул, диатомей, радиолярий, редких фораминифер и кораллиновых водорослей.

Глауконитовые песчаники тесно связаны с вышеописанными и отличаются от них повышенным содержанием глауконита (70–85 %). Залегают в виде маломощных (0,05–0,5 м) прослоев и пластов среди кварц-глауконитовых разностей.

Опоковидные песчаники представляют собой плотные тонкоплитчатые, тонкозернистые, горизонтально или линзовидно-волнистослоистые серые и светло-серые породы. Типична неправильная полосчатость и пятнистость. Основная часть обломков (50–60 %) представлена мелкими, хорошоокатанными зернами кварца, реже глауконита. В качестве примесей постоянно присутствуют кальцит, эпидот, рутил и турмалин. Цемент базальный опаловый или опалово-известковый. Между кварцево-глауконитовыми, глауконитовыми и опоковидными песчаниками присутствуют в разрезе многочисленные переходные разности.

Опоки – это массивные породы, на 10–15 % состоящие из кластических зерен кварца, мусковита, глауконита, полевого шпата и обломков кремнистых пород. Связующая масса (70–75 %) представлена опалом, незначительно загрязненным глинистым материалом и реликтами микрофауны (до 20 %) округлой формы, выполненных халцедоном и опалом.

Алевролиты опоковидные серые крупно-мелкозернистые, с присыпками песчано-алевролитового материала. Содержат незначительное количество зерен глауконита и обломки раковин пелеципод и белемнитов, образующих иногда баночные скопления. Цемент известковистый или глинистый.

Аргиллиты сравнительно редки. Это серые, светло-серые глинистые или известковистые породы, скрытослоистые, с редким фаунистическим детритом.

Известняково-глинистые и глинистые сланцы присутствуют в виде редких маломощных прослоев среди опоковидных песчаников. Они представляют собой тонкослоистую сланцеватую светло-серую или темно-серую породу, сложенную агрегатом пелитовых частиц, иногда с примесью (25–30 %) кальцита.

По данным Н. В. Лютикова [115], меловые отложения в пределах изучаемой площади хорошо выделяются геоэлектрическими методами (СЭП, ВЭЗ). Коренные обнажения меловых образований на р. Пага совпадают с границей низкоомного (30–60 Ом·м) комплекса пород, выделенного по результатам проведенных профильных работ методом ВЭЗ и СЭП. Низкое сопротивление меловых отложений, видимо, связано с их высокой пористостью и водонасыщенностью.

Многочисленные определения фауны на описываемой площади датируют возраст нижней части разреза глауконито-опоковой толщи сантонским

ярусом позднего мела. Руководящей формой является *Oxytoma cf. tenuicostata* Roem.

По материалам Н. В. Лютикова [115], на соседней Восточно-Грубеинской площади на основе микрофаунистических датировок выделены аналогичного состава отложения более широкого возрастного диапазона: от коньякского яруса позднего мела до среднего эоцена включительно. Комплекс пород представлен опоками, диатомитами, опокovidными кварц-глауконитовыми песчаниками и алевролитами.

По наблюдениям Н. В. Лютикова, характерной особенностью верхнемеловых отложений предгорной части Полярного Урала на соседних Харотской и Восточно-Грубеинской площадях является наличие конседиментационных депрессий, локализующихся практически вдоль границы их распространения. Вероятно, эта же закономерность имеет место и на Кокпельской площади.

По результатам картировочного бурения, в северной половине листа Q-41-XV верхнемеловые отложения с резким угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на дислоцированные образования юньягинской серии перми [129], а в юго-западной части – на отложения грубеинской и харбейшорской свит ордовика [114]. Меловые породы в свою очередь перекрываются четвертичными образованиями различной мощности. Отложения глауконито-опоковой толщи залегают горизонтально или с очень пологим (2–3°) падением на северо-запад.

На четырех профилях ВЭЗ, проведенных в северо-западной части листа Q-41-54-В,Г, отчетливо отбиваются комплексы низкоомных образований (40–60 Ом·м) мощностью 200–360 м, которые интерпретируются Н. В. Лютиковым как депрессионные впадины, выполненные мел-палеогеновыми образованиями. Такие мощности осадков являются аномально высокими для обычной мощности мела на равнине. Характерно, что перепад мощности происходит достаточно резко на протяжении 500–1000 м от нулевых значений на выходе. На северо-запад в глубь палеобассейна мощность отложений постепенно уменьшается до 140 м и, вероятно, далее до обычных 100–120 м.

По мнению Н. В. Лютикова, изучение мел-палеогеновых отложений, особенно в депрессионных понижениях, выходит за рамки чисто познавательного интереса. Широкий спектр уже выявленных полезных ископаемых не исчерпывает практического интереса к этим образованиям. Существуют реальные предпосылки к локализации в депрессионных понижениях как продуктов переотложения мезозойской коры выветривания, так и новообразований за счет выноса из коры полезных компонентов (марганец, фосфориты, силициты).

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕН. ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Коры выветривания

В середине 1990-х годов Н. Г. Новаковой проводились тематические региональные исследования по изучению мезокайнозойских кор выветривания в связи с поисками марганцевых руд на западном склоне Полярного Урала

[123]. На площади листа Q-41-XV было изучено пять выходов коры выветривания на дневную поверхность: по рекам Пага, Молюдмусюр-Ю, Молюдвож в долине р. Кокпела. Здесь были описаны, вскрыты канавами и опробованы линейные коры выветривания по глинистым, глинисто-кремнистым сланцам, глинистым известнякам пагинской и няньворгинской свит. Описанная мощность коры – более 2 м. В породах пагинской свиты минеральный состав коры выветривания представлен кварцем, иллитом, гетитом и гематитом. В коре отмечаются повышенные содержания широкого круга химических элементов рудогенного и даже рудного уровней: V, Mn, Mo, Ni, Co, Cu, Zn, Sn и P. Содержание Fe_2O_3 достигает 40 %.

По материалам Н. Г. Новаковой, минеральный состав коры выветривания в породах няньворгинской свиты представлен кварцем, иллитом, гетитом, гематитом и монтмориллонитом, на рудогенном уровне концентрируются Mo, Yb и P.

В процессе проведения ГДП-50 Н. В. Лютиковым на правом берегу р. Молюдмусюр-Ю была изучена кора выветривания линейно-трещинного типа по пиритизированным филлитам молюдвожской свиты. Длина выхода – 500 м при ширине от 50 до 300 м, мощность коры – более 3 м. Минеральный состав коры выветривания представлен хлоритом, серицитом, кварцем, альбитом, гетитом. Отмечаются повышенные концентрации V, Cu, Pb и Ag. Буровыми скважинами на глубине было вскрыто убогое колчеданное оруденение [114].

В 2010 г. была описана кора выветривания на правом берегу р. Пага, в 2,5 км ниже слияния ее с р. Погурей [136]. Вдоль правого берега р. Пага на протяжении 190 м в крутом обрыве реки обнажается кора выветривания по породам няньворгинской свиты. Разрез представлен глинистой и глинисто-щебнистой корой выветривания по углисто-глинистым сланцам с прослоями песчаников, известняков и углисто-кремнистых алевролитов, перекрытых маломощным чехлом четвертичных отложений. Видимая мощность коры выветривания не превышает 5 м, степень разложения пород наибольшая в верхней части разреза, под покровом четвертичных отложений, ниже по разрезу интенсивность выветривания уменьшается, и на уровне уреза воды часто наблюдаются коренные выходы неизмененных пород того же состава. Исключение составляют прослои известняка, которые слабо подвержены процессам выветривания. Кора выветривания в разрезе представляет собой серию «карманов» различной ширины, разделенных слабовыветрелыми породами.

Таким образом, на рассматриваемой территории изученная кора выветривания относится по генезису к остаточной (элювиальной), по морфологии – к площадной, по минеральному составу – к гидрослюдистой. Профиль выветривания представлен зоной дезинтеграции, для которой характерно начальное изменение физического состояния пород. Преобладают обломочный элювий и трещиноватые глинизированные породы. Из химических процессов преобладает гидратация силикатов, процесс выщелачивания находится на начальной стадии.

По результатам геохимического опробования в коре выветривания на р. Пага, по сравнению с неизмененными породами няньворгинской свиты,

происходит концентрация широкого круга химических элементов. Так, кора по углисто-кремнистым породам обогащена V, Cr, Pb, Sn, Cd и Ga в 1,3–1,7 раза, Ni, Cu, Ge в 2 раза, Mn в 3,2 раза, Zn и P в 5,5 раз, Mo в 11 раз. Кроме того, в коре выветривания по углисто-кремнистым породам обнаружены благородные металлы: Ag (1 г/т), Pt (10–15 мг/т) и Pd (5 мг/т). Небольшой вынос из коры зафиксирован только для Nb в 2 раза.

Сравнение средних содержаний элементов в коре выветривания с региональными кларками для Полярного Урала показывает превышения концентрации химических элементов в коре по V, Zr, Be и Sn в 1,5–2 раза, Cr, Y, Cu, Pb и Ge в 3–3,6 раза, Yb в 4 раза, Tl в 5 раз, Ni, Zn и Bi в 7,5–8 раз, P в 11 раз, Cd в 40 раз, Mo в 80 раз, Ag в 167 раз! Меньше содержится только Nb и Li в 1,5–2 раза, Ti в 2,5 раза.

Таким образом, по нашим данным, площадная кора выветривания по породам няньворгинской свиты при благоприятных условиях может представлять интерес на Mo, Cd, а также благородные металлы Ag, Pt, Pd.

Возраст коры выветривания условно принимается Н. Г. Новаковой [122] олигоценовым ввиду того, что коры выветривания развиты как на останцах отпрепарированного пенеплена, так и в днищах эрозионно-структурных депрессий палеогенового заложения.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Территория работ расположена в пределах двух фациальных районов – Усинского и Кожимско-Щучьинского. Усинский район, согласно легенде Полярно-Уральской серии [153], находится в Печорской подобласти Предуральской структурно-фациальной области (СФО). Район занимает северо-западную часть описываемой территории (45 %) и характеризуется большой мощностью отложений (более 50 м), включающих ледниково-морские образования (эоплейстоцен-ранненеоплейстоценового возраста), аккумулятивные отложения речных террас (неоплейстоцен) и современные озерно-болотные осадки. Аккумулятивные отложения речных террасовых комплексов достаточно уверенно картируются по цифровым моделям рельефа (ЦМР), созданным на стадии предварительного дешифрирования, а ледниково-морские и современные озерно-болотные отложения – по космоснимкам Landsat, в композициях, отражающих вещественный состав толщ и комплекс растительных сообществ. Эталонными комплексами на стадии дешифрирования спектральных космоснимков послужили толщи, выделенные на территории при создании листа Q-41 Госгеолкарты-1000 [25] и Госгеолкарты-200 соседних листов [23, 24]. Комплексное использование МДЗЗ (многозональных космоснимков, ЦМР, аэрофотоснимков, изображений в 3D формате) позволило, по мнению авторов, закартировать толщи с максимально высокой степенью достоверности.

Кожимско-Щучьинский район, выделенный в составе Уральской СФЗ, характеризуется близким положением цоколя. В составе четвертичной системы в районе выделяются образования верхнего звена неоплейстоцена и голоцена. Здесь присутствуют ледниковые, флювиогляциальные, а также приуроченные к горным районам образования склонового ряда.

Эоплейстоцен–нижнее звено неоплейстоцена

Увельский–сарыкульский горизонты. Роговская серия. Гляциомариний (gmE-lrg). Название серии дано по реке Бол. Роговая (бассейн р. Уса) [153]. Роговская серия выделялась ранее в объеме среднеуральского надгоризонта в ранге свиты [18]. По данным картировочного бурения предшественников [18, 115], эти породы слагают в пределах листа основание разреза четвертичных отложений*.

Породы роговской серии распространены на обширной территории в северо-западной части листа Q-41-XV.

На территории работ разрез роговской серии изучен в районе среднего течения р. Юньяха (левый берег, опорное обнажение 12). Снизу вверх по разрезу под аллювиальными отложениями позднего плейстоцена вскрываются:

- 11,9–12,7 м – глины темно-синие слоистые;
- 10,4–11,9 м – пески темно-бурые тонкозернистые;
- 9,4–10,4 м – супесь–суглинки темно-серые плотные слоистые;
- 7,9–9,4 м – глины плотные темно-серые синеватые слоистые.

Сторонники теории морского происхождения диамиктонов роговской серии относят их к морским, ледово-морским образованиям. Обоснованием является наличие в составе диамиктонов морской микрофауны, а также обломков и редких целых створок макрофауны.

Сторонники ледникового происхождения диамиктонов относят их к образованиям ледникового ряда и рассматривают как морену. Обоснованием являются структурные и текстурные особенности строения толщи диамиктонов (наличие гляциотектонических дислокаций, разного рода отторженцев подстилающих пород, характерный утюгообразный облик крупных обломков), геоморфологические особенности поверхности. Наличие в составе отложений морской фауны объясняется ее захватом с шельфовой зоны Ледовитого океана, бывшей, по мнению «ледниковистов», центром разновозрастных покровных оледенений.

В. Н. Гессе [18] нижнюю часть разреза (существенно глинистая пачка мощностью до 5 м), сложенную глинами и суглинками с прослоями ленточных глин и супесей, относил к морским образованиям (по присутствию в осадках аутигенного глауконита). Непосредственно на территории листа в суглинках нижней части разреза встречены фораминиферы и морские диатомеи [18]. Анализ солености показал, что образование суглинков происходило в пресной или опресненной воде.

Средняя и верхняя части разреза роговской серии [18], характеризующиеся плохой сортировкой материала и наличием отдельных валунов и их скопленений в породах матрикса (глины, суглинки и пески темно-серые), свидетельствуют скорее всего об их ледниковом генезисе.

На космоснимках Landsat ледниково-морские отложения дешифрируются по темно-зеленому тону (композит 5–4–3) и коррелируются с лесными и таежными массивами.

*По мнению эксперта Л. Р. Семеновой, «ледниково-морские отложения роговской серии» представляют собой комплекс ледниковых образований пачвожской морены.

Эоплейстоцен-раннеэоплейстоценовый возраст и ледниково-морской генезис роговской серии приняты в соответствии с легендой [153] и по аналогии с прилегающими листами Q-41-XVI, Q-41-XXI [23, 24]*.

На территории листа мощность отложений роговской серии определена по опорной скв. 9 [129], где она достигает 33 м.

Неоплейстоцен. Среднее звено

Сылвицкий горизонт. Озерно-аллювиальные отложения (lallsl) на территории листа не изучались. Выделен по результатам дешифрирования вслед за авторами листа Q-41-XVI [24] в северо-восточной части площади на правом берегу р. Юньяха.

В основании толщи – маломощный пласт валунно-галечных отложений. На р. Лагорта на прилегающем с востока листе в верхней части разреза отмечаются прослойки глин и суглинков, в которых обнаружена обильная пыльца (65 %) и споры (35 %). Преобладает, особенно внизу разреза, древесная пыльца (до 55 %), в том числе *Picea* (10–12 %), *Pinus* (20–22 %), *Betula* (12–15 %). Пыльца травянистых представлена *Artemisia* (5–6 %), Gramineae (3–4 %), *Cheporodiaceae* (2 %), *Ericaceae* (1 %) и др. Споры представлены *Polypodiaceae* (до 25 %), *Sphagnum* до 8 %), *Licopodium* (до 1 %) и др. Залегают на отложениях роговской серии.

Мощность отложений на прилегающем листе Q-41-XVI – до 8 м [24].

Среднеуральский надгоризонт. Пачвожская морена (gllpс). Название предложено М. А. Шишкиным при составлении легенды Полярно-Уральской серии листов [151] по Пачвожской межгорной депрессии, где разрезы морены вскрыты многочисленными горными выработками и скважинами при разведке Парнокского марганцевого месторождения.

Эти отложения распространены в Усинском и Кожимско-Щучинском фациальных районах, особенно широко в центральной части территории листа (около 33 % площади). Представлены диамиктоном, который включает серый глинистый матрикс и дебрис из валунов, щебня и дресвы. В составе обломочного материала преобладают породы Уральского кряжа.

Пачвожская морена залегают либо на породах роговской серии, либо на дочетвертичных образованиях. Обычно на поверхности морена не образует типично выраженных ледниковых форм, ее рельеф фактически денудационный. Развитие морены угадывается по многочисленным ареальным, иногда сплошным развалам плохоокатанных валунов, между которыми располагаются заболоченные понижения. Однако на ряде участков отмечаются и типичные холмисто-западинные и грядовые формы, характерные для краевых моренных образований.

На космоснимках Landsat морена по составу матрикса дешифрируется светло-малиновым тоном изображения (композит 5–4–3). Возраст морены определен среднеэоплейстоценовым по наличию четырех надпойменных

*По Постановлению МСК (вып. 43, 2014 г.), сарыкульский горизонт перенесен в верхнюю часть эоплейстоцена.

террас, выработанных в долинах ее распространения, а также по соотношению с конечными ханмейскими моренами и флювиогляциальными зандрами. Мощность образований [115] варьирует от нескольких до 32 м.

Неоплейстоцен. Верхнее звено

Стрелецкий горизонт. Чулейская толща. Аллювиомариний (am^4llcl).

Название толщи дано по р. Чулей, притоку Печоры [42]. Распространена толща по правобережью р. Уса. Толща сложена песками, с прослоями интенсивно ожелезненных песчано-гравийно-галечных смесей, супесями, суглинками и алевритами. Она соответствует осадочному ритму (циклу) четвертой «микулинской» морской террасы. Включает морские и аллювиально-морские фации. Тыловой шов террасы В. И. Астаховым рассматривается в качестве берегового уступа подпрудного ранневалдайского палеоозера Коми [69].

На территории листа этот комплекс отложений дешифрируется по светлоразовому тону на космоснимке Landsat (композит 5–4–3) и контролируется диапазоном отметок 80–100 м по цифровой модели рельефа (ЦМР).

Мощность чулейской толщи на территории листа – 20 м.

Ханмейский горизонт. Седловой аллювий третьей надпойменной террасы (a^3llsd). Название дано по железнодорожной станции Седловая на р. Воркута, опорный разрез описан Т. А. Афанасьевой [70]. Слагает аккумулятивный чехол третьей надпойменной террасы высотой до 16 м. Отложения дешифрируются по характерным уступам на цифровой модели рельефа в бортовых частях долин крупных рек (таких как Уса, Юньяха, Пага) при диапазоне абс. отм. 60–90 м. Уступы прослежены только в северо-западной части территории, в пределах Усинского структурно-фациального района.

В опорной скв. 9 [129] разрез террасы представлен:

3,0–15,55 м – глина серая горизонтальнослоистая, ленточновидная. По наслоению – с редкими тонкими присыпками песчано-алевритового материала и прослоями неслоистой темно-серой глины (до 0,2 м), в интервале 8,2–8,25 м – прослой суглинка; в нижней части (15,0–15,05 м) – прослой песка мелкозернистого;

1,0–3,0 м – суглинок темно-серый плотный неяснослоистый с содержанием единичной мелкой гальки хорошей окатанности. В средней части – с присыпками мелкозернистого песка по неровному наслоению.

Мощность отложений террасы достигает 16 м.

Ханмейская морена ($gllhn$). Название дано по р. Ханмей на Полярном Урале [70]. На территории листа морена распространена фрагментарно в среднем течении р. Кокпела, где и фиксируются типичные конечные формы.

Матрикс морены сложен бурыми суглинками и супесями серого цвета. Дебрис представлен валунами, галькой и гравием (50–70 %) с хорошей окатанностью (песчаники, гранитоиды, габброиды и ультраосновные породы). Размер валунов чаще всего до 0,5 м по длинной оси, изредка свыше 1,5 м.

При дешифрировании космоснимков Landsat матрикс ярко проявлен в виде желтого фототона (в композите 5–4–3).

Обсуждая возраст ханмейской морены, некоторые исследователи высказали предположение о поздневалдайском возрасте этих образований [2]. Однако в большинстве троговых долин Полярного Урала уверенно выделяются два уровня плеч трогов с превышением более древних над молодыми на 15–30 м [153]. Очевидно, что они образовались в два этапа экзарационной деятельности, разделенные этапом активной эрозии. Поэтому наиболее вероятно, что верхние отвечают раннему валдаю (ханмейский горизонт), нижние – позднему валдаю (полярноуральский горизонт). Сохранность ледниковых форм рельефа ханмейских морен в пределах листа плохая. Мощность морены – 2–16 м.

Флювиогляциальные отложения (fillhn) на территории листа распространены незначительно, только в среднем течении долины р. Кокпе-ла. Сложены разнородными песками, гравием с галькой и валунами, последние – до 80 см по длинной оси. Ханмейский возраст данных отложений на территории листа является предположительным. Мощность отложений по данным, приведенным на смежном листе [23], может достигать 14 м.

Невянский горизонт. Сырьяхинский аллювий второй надпойменной террасы (α^2lllsj). Название дано по р. Сырьяха, притоку р. Воркута [70]. Представлен песками, супесями, суглинками, песчано-гравийными смесями с валунами и прослоями торфа в верхней части. Отложения распространены в долинах рек Юньяха, Уса и Пага. Относительная высота террас – 6–14 м.

На территории листа, примерно в 30 км выше устья р. Лемва находится один из наиболее известных опорных разрезов второй террасы – Мамонтова Курья [1, 69] (снизу вверх).

1. В основании разреза на более древних песках залегает валунно-галечный слой мощностью первые десятки сантиметров.

2. Косослоистые аллювиальные гравийники с песчаным наполнителем, галькой, костями животных и палеолитическими костяными и каменными орудиями. Всего найдено более 87 костей мамонта (*Mammuthus primigenius* Blum.), 2 кости лошади (*Equus caballus* L.), 5 – северного оленя (*Rangifer tarandus* L.) и 2 – волка (*Canis lupus* L.). Мощность слоя – 1,8 м

3. Косослоистые аллювиальные пески. Мощность – 2,0 м.

4. Горизонтальное переслаивание песков и алевритов. Мощность – 3,6 м.

5. Горизонтальнослоистые тонкие пески и алевриты – более 5 м.

6. Песчаный почвенно-растительный слой – 1,2 м.

Общая мощность отложений – около 13 м.

Костные остатки слоя 2 датированы радиуглеродным методом. Полученные даты C^{14} находятся в интервале 32–40 тыс. лет. Из перекрывающих кости песков этого же слоя получены OSL даты в интервале от 38 ± 3 до 50 ± 3 тыс. лет, что относительно хорошо согласуется с радиоуглеродными данными.

Из слоя 3 получены OSL даты около 27 тыс. лет. Из слоя 4 – около 20 тыс. лет.

Из слоя 5 в интервале 10–20 тыс. лет. Я. Мангерудом, Я. Свенсенем и В. И. Астаховым его генезис интерпретируется как золовый. Учитывая полученные из слоя OSL даты, с таким заключением можно согласиться и объяснить его формирование в холодную полярноуральскую эпоху, когда сильные

ветры, дующие с покрытых ледниками гор, сформировали мощный эоловый покров на поверхности террасы. Таким образом, возраст второй террасы на территории листа и в полярно-уральском регионе в целом уверенно датируется невяньским термохроном.

В то же время спорово-пыльцевые комплексы, полученные из алевритистых линз, в слое 1 свидетельствуют о преобладании в районе в это время безлесных тундростепей с ивняковыми зарослями (*Salix* sp.) по долинам рек. Эти данные противоречат материалам прошлых лет, согласно которым для аллювиальных отложений второй террасы характерны лесные спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием хвойных пород (кедр, ель, сосна), с примесью березы и ольхи [131, 70].

Данный террасовый комплекс дешифрируется по характерным площадкам на ЦМР в долинах крупных рек.

Мощность отложений на описываемой территории – 7–14 м.

Полярноуральский горизонт. Полярноуральская морена (gllpu). Стратотип ареальный и расположен в верхнем течении р. Сось на Полярном Урале [70]. К полярноуральским образованиям территории авторы относят краевые формы, непосредственно примыкающие к существующим карам на западном склоне Урала. Высота краевых гряд достигает 10 м. Залегают морены непосредственно на коренных породах. В составе отмечается большое (свыше 50 %) содержание обломочного материала, представленного исключительно местными породами. Характерна крайне низкая степень окатанности материала. Матрикс представлен дресвяными суглинками и супесями. Возраст устанавливается по сопоставлению образованных ими краевых форм с соседними территориями.

Вопрос о характере морены и о ее распространении до настоящего времени не решен. Часть исследователей – Б. И. Гуслицер [90, 91], Б. А. Борисов [2] и др. считают полярноуральскую морену верхней покровной мореной последнего крупного похолодания, развитой как в пределах Урала, так и в Малоземельской, Большеземельской тундрах и на севере Западной Сибири. В. И. Астахов [69, 1] и М. А. Шишкин [23, 151, 153] считают полярноуральскую морену исключительно горно-долинной или карово-долинной и относят к ней наиболее свежие, хорошо сохранившиеся во всех троговых долинах Полярного Урала ледниковые образования. Они практически всегда ограничены классическими конечно-моренными грядами, с отходящими от них вниз по долинам зандровыми (флювиогляциальными) конусами, переходящими в первые речные террасы. Мощность – до 5 м.

Ярвожский аллювий первой надпойменной террасы (a'IIIjr) название получил по руч. Ярвож, притоку р. Сейда [70]. Образует аллювиальный чехол 1-й надпойменной террасы высотой 3–7 м. Отложения представлены гравийно-галечными смесями с валунами, песками. Содержат спорово-пыльцевые спектры лесотундровой растительности [151]. По данным В. И. Астахова [69], по кости оленя из аллювия 1 надпойменной террасы р Печора у дер. Акись получена радиоуглеродная датировка $12\ 440 \pm 110$ лет (Т-12756), что указывает на полярноуральский возраст времени ее формирования. На территории листа комплекс дешифрировался по характерным уступам на ЦМР. Мощность образований – до 5 м.

Голоцен

Горбуновский горизонт. Морена каровых ледников (gH). Отложения представлены мореной современных каровых ледников (каровой свитой по В. Н. Гессе) [18]. Морена развита локально в пределах горных массивов с абсолютными отметками вершин, как правило, превышающими 500 м, где формирует невысокие валы и холмики или хаотичные скопления глыбовых пород перед краем современных ледников. Матрикс глинистый (менее 30 %), дебрис представлен валунами, щебнем и дресвой. На территории работ морена выделена в пределах троговой долины верховьев р. Тумболова у подножия сильно эродированных склонов. Возраст устанавливается по времени формирования валов в период голоценового похолодания. Мощность образований не превышает 4 м.

Пролувий конусов выноса (pH) распространен у перегибов склонов при впадении притоков горных рек в широкие троговые долины на юго-востоке площади. Сложены конусы валунными галечниками с суглинистым матриксом. Наблюдаются рассеянные обломки глыбовой размерности.

Возраст отложений связывается с периодом голоценового потепления и таяния каровых ледников, более ранние конусы уничтожены ханмейскими и полярноуральскими ледниками. Отложения дешифрируются по бровке конусов выноса на ЦМР и аэрофотоснимках (в 3D изображениях). Мощность отложений – до 2 м.

Аллювий пойменных террас (aH) распространен на всех реках и мелких водотоках территории. Он слагает высокую (до 4 м выше уреза воды в реках) и низкую (до 2 м выше уреза) поймы рек. Наблюдается общая тенденция уменьшения размерности материала от валунных галечников в горной части до гравийных галечников на равнине и песков, местами илистых или глинистых, в низовьях притоков и в долине р. Уса. Фракции песчаной размерности присутствуют только в местах размыва более древних, богатых песками отложений. В составе гальки и валунов присутствуют лишь местные породы. Окатанность материала плохая, реже – средняя. Дешифрирование отложений проводилось на ЦМР и аэрофотоснимках (в 3D изображениях), где они наиболее четко проявлены. Мощность отложений – до 5 м.

Среднее звено неоплейстоцена–голоцен

Отложения представлены на территории элювиальными, элювиально-десерпционными, коллювиально-десерпционными образованиями, распространенными в горной части. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния среднечетвертичного ледника, они продолжают формироваться и в настоящее время.

Элювиальные отложения (ell-H) приурочены к плоским вершинам горных сооружений. В составе преобладают глыбы и щебень с супесчаным наполнителем в нижней части. Мелкозем с поверхности, как правило, вымыт дождевыми и тальными водами. Породы исключительно местные. Размерность зависит от состава коренных пород. На стойких к выветриванию (габбро, пироксениты) породах они состоят из глыбово-блочных образований. Средний размер глыб – до 1 м, однако, нередко глыбы свыше 4 м по

длинной оси. Содержание мелкозема незначительное. Вблизи геологических границ материал, как правило, более мелкий. Относительно менее устойчивые (алевритовые, пелитовые туфы и т. п.) выветриваются до щебнисто-суглинистой массы. Основным агент формирования – физическое выветривание, влияние химического выветривания незначительно. Мощность – до 2 м.

Элювиальные и десерпционные отложения (e,drll–H) приурочены к пологовыпуклым вершинам (уклоны 3–5°), сложенным относительно устойчивыми к выветриванию породами. При этом формирующийся на наиболее плоских частях элювий начинает медленно смещаться вниз по склону за счет изменения объема породы в процессе сезонного протаивания–промерзания. Сложены осадки в основном глыбово-щебнистым материалом с дресвяно-песчаным наполнителем. Мелкозем выносятся дождевыми и тальными водами, материал не окатан. Мощность отложений редко достигает 2 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения (c,drll–H) приурочены к крутым склонам (уклоны свыше 30°). Материал дублирует материнские породы. Осадки представлены крупнообломочным слабоокатанным глыбово-щебнистым материалом с дресвяно-песчаным наполнителем. Мощность отложений – до 2 м.

Верхнее звено неоплейстоцена–голоцен

Отложения на территории представлены лимнием и палюстрием нерасчлененными, а также образованиями склонового ряда: элювиальными и делювиальными, делювиальными и солифлюкционными, коллювиальными и десерпционными, а также делювиальными и десерпционными. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния среднечетвертичного ледника, они накапливаются по сей день.

Лимний и палюстрий нерасчлененные (l,pllll–H) широко распространены на всей территории. Отложения представлены торфом, иногда с маломощными прослоями песков, супесей, суглинков и илов с алевритами. Залегают плащеобразно на водораздельных поверхностях равнинной части территории, выполняют низменности и котловины на равнинах и в горных областях. В низинах имеют повышенную (до 5–6 м) относительно водоразделов (до 2–3 м) мощность. На водоразделах их мощность нередко менее 0,5 м. Торф разной степени разложения, в основании часто в виде растительного войлока. Постоянно присутствуют ветки и стволы древесных растений, хорошей, как правило, сохранности, нередко встречаются надкрылья жуков. Перекрывают различные по возрасту и генезису отложения. Данные осадки одинаково успешно дешифрируются как на аэрофото-, так на космоснимках и ЦМР. Максимальная мощность, по данным предшественников [18], достигает 5 м.

Делювиальные и десерпционные образования (d,drlll–H) приурочены к пологим (5–15°) склонам гор и предгорий Урала. Сложены щебнем с суглинисто-супесчаным наполнителем, среди которого рассеяны небольшие глыбы. Перемещение обломочного материала происходит в основном за счет десерпции, мелкозема – преимущественно плоскостным смывом. Мощность покрова увеличивается вниз по склону от 0,5 до 2 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (с,drIII–Н) приурочены к склонам переменной крутизны (15–30°). Образования на карте объединены. Развита преимущественно на устойчивых к выветриванию породах, формирующих крупнообломочный материал при разрушении. Сложены разновеликими обломками – от щебня до глыб длиной до первых метров. Формируют на поверхности характерные плащи и конусы с отчетливым увеличением мощности вниз по склону. В составе исключительно местные породы. Дешифрованы отложения по АФС (в 3D изображениях). Установленная мощность – до 2 м.

Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII–Н) приурочены к полого-выпуклым вершинам (уклоны 0–5°), сложенным главным образом малоустойчивыми к выветриванию породами. При этом происходит некоторая сортировка материала: вынос и переотложение мелкозема вниз по склонам. Представлены в основном дресвяно-щебнистыми отложениями с супесчано-суглинистым наполнителем и рассеянными глыбами. Размер обломков – до 1 м, окатанность в основном плохая. На поверхности нередко формируются мерзлотные пятна-медальоны, формирующие сортировку материала в плане. Мощность отложений – до 2 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII–Н) перекрывают пологие склоны (5–15°) гор и предгорий Урала, сложенных малоустойчивыми к выветриванию породами. Представлены щебнисто-суглинисто-супесчаными диамиктонами. Песчаные фракции обычно намываются в основании склонов дождевыми и тальными водами, глинисто-суглинистые оплывают под действием процессов солифлюкции, формируя на склоне характерные формы солифлюкционных террас и валиков аркообразной формы. Состав пород соответствует коренным. Мощность в основании склонов – до 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматизм на территории листа приурочен к двум тектоно-магматическим этапам развития – байкальскому и каледоно-герцинскому. Магматические проявления байкальского этапа представлены базальтоидными и риолитовыми вулканитами моллюдовжской свиты, которые описаны в гл. «Стратиграфия». Магматизм каледоно-герцинского этапа характеризуется как умеренный, базальтового и базальт-риолитового состава и представлен двумя интрузивными комплексами: пожемским риолитовым и орангъюганско-лемвинским габбродолеритовым, а также базальтоидными вулканитами в составе кокпельской и моллюдмусюрской свит.

Поздекембрийско-ордовикские магматические образования

Пожемский комплекс риолитовый гипабиссальный ($\lambda_{C_3-O_1p}$) выделен на руч. Пожемавис [98]. Петротип расположен на примыкающей с юга площади в районе месторождения золота Дальнее.

На территории листа магматические образования пожемского комплекса приурочены в основном к зонам разломов глубокого заложения на континентальной коре и представлены малыми согласными телами (силлами), секущими дайками, и штоками среди отложений погурейской, кокпельской, реже моллюдовжской и моллюдмусюрской свит. На описываемой территории тела комплекса прослежены в верховьях руч. Брекчиевый и по рекам Кокпела, Тумболова и Игядейюган.

Контакты интрузивных тел с вмещающими породами четкие, с незначительными вторичными изменениями. Размеры пластовых тел невелики и редко превышают 250–300 м по протяженности и 50–60 м по мощности. Дайки мощностью 6–8 м прослеживаются на 800–1000 м по простиранию. Наиболее крупное тело риодацитов ($6 \times 1,5$ км) расположено на южной рамке листа в верховьях р. Игядейюган. Восточный контакт тела с вмещающими породами погурейской свиты тектонический и сопровождается зоной рассланцевания (0,3 м) и прожилком (6–7 см) белого кварца вдоль контакта.

Породы комплекса представлены преимущественно риолитами, риодацитами и трахириолитами с порфировой, реже афировой структурами. Риолиты комплекса светло-серого, светло-зеленоватого, желтовато-зеленоватого цвета, массивной, флюидалной, реже гнейсовидной текстуры.

Порфиновые выделения (размером 3–20 мм) составляют 10–30 % от всей массы породы. Фенокристаллы представлены кварцем, калинатровым полевым шпатом и плагиоклазом. Выделения кварца изометричны, иногда оплавлены. Вкрапленники калинатрового полевого шпата таблитчатые, характеризуются пертитовыми, микропертитовыми структурами распада либо нацело замещены альбитом, пелитизированы и серицитизированы. По фенокристаллам плагиоклаза развивается серицитовый агрегат.

Породы имеют микрофельзитовую или сферолитовую, а в измененных разностях – микролепидогранобластовую структуры, основная масса подвержена изменениям. Она может быть слабо серицитизированной или полностью замещенной кварц-серицит-альбит-хлоритовым агрегатом, иногда с небольшим количеством биотита и стильпномелана, реже эпидотизирована. По основной массе распылена тонкая вкрапленность магнетита, гематита и лейкоксена. Гематит, кроме тонкодисперсного распределения, иногда образует сплошные узкие черные полосы по флюидалности или сланцеватости. Встречаются тонкие прожилки вторичного кварца и гидроокислов железа. Акцессорные минералы представлены сфеном, монацитом, магнетитом, гематитом, титаномагнетитом, цирконом, ортитом.

Процессы изменения проявлены в катакластических, бластопорфириковых структурах с милонитизированной основной тканью, которая раздроблена и в разной степени эпидотизирована, окварцована, серицитизирована, альбитизирована, карбонатизирована. Порфирокласт процессы метасоматоза коснулись в меньшей степени. Хорошо сохраняются акцессорные минералы – ильменит и циркон.

На макроуровне тела риолитов часто представлены крупно- и среднеглыбовыми (обломки 10–30 см) брекчиями, «залеченными» преимущественно мономинеральными кварцевыми жилами. Сложный текстурный рисунок брекчий указывает на неоднократное дробление. Мелкие тела будинированы или рассланцованы и собраны в микроскладки (до плейчатости).

По химическому составу породы пожемского комплекса относятся к предельно кислым, пресыщенным кремнеземом низкоглиноземистым разностям. По материалам В. Н. Гессе [18] и Д. Н. Ремизова [137], риолиты пожемского комплекса отличаются резким преобладанием K_2O над Na_2O .

По нашим данным, породы пожемского комплекса характеризуются достаточно широким разбросом щелочности от низко- до умереннощелочных, при средней сумме щелочей 8 % и примерно равном соотношении Na и K (табл. 2, рис. 6). Такое разночтение химизма пород пожемского комплекса объясняется широким проявлением процесса интенсивной альбитизации калиевого полевого шпата, а также вероятным изменением химизма пород в северо-западном направлении, что, возможно, связано с изменением состава субстрата, из которого они выплавливались.

Геохимические особенности риолитов, исследуемые на базе полуколичественного спектрального анализа, выполненного в ОАО «Тюменской центральной лаборатории» (40 шт.), показали, что они ближе всего к богатым кальцием гранитоидам, по К. Таркьяну и К. Ведеполю. В отличие от них, риолиты обогащены Cr, Ni, Zn, Nb и в то же время обеднены V и Li. Геохимическая специализация пород отражает не только первичный состав магм, но

Результаты силикатного анализа пород пожемского риолитового комплекса

Номер пробы	Порода	ппп	SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ (окис.)	FeO (закис.)	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₄
		Содержание в % на высушенное при 110 °С вещество												
546/3	Риолит, рассланцованный, окварцованный, альбитизированный*	0,43	82,11	0,184	н/обн	1,20	0,29	10,00	0,10	0,009	0,04	5,08	0,52	<0,10
564	Риолит, рассланцованный, альбитизированный, серицитизированный*	0,62	75,63	н/обн	н/обн	2,10	0,22	11,52	0,17	0,031	0,027	5,08	4,22	<0,10
567/1	Риолит, рассланцованный, серицитизированный, гематитизированный*	1,37	75,72	0,22	0,02	3,06	0,36	11,52	0,29	0,027	0,037	3,36	3,82	<0,10
28	Риолит, метасоматически измененный*	0,32	77,50	0,15	0,075	1,20	0,57	10,88	0,17	0,005	0,04	4,40	4,32	<0,10
510	Риолит, милонитизированный*	0,47	78,88	н/обн	н/обн	1,00	0,29	11,31	0,17	0,019	0,027	3,45	4,12	<0,10
	Средний риолит пожемского комплекса	0,642	77,968	0,18	0,05	1,71	0,35	11,046	0,18	0,0182	0,033	4,27	3,4	<0,10
	Риолит по В. Н. Гессе (1975)**	1,27	74,3	1,19	0,98	0,8	2,88	10,78	0,22	Сл.		1,45	5,65	
	Риолит по В. Н. Гессе (1975)**	0,87	73,11	0,63	0,51	1,63	1,87	12,12	0,22	0,04		1,98	9,85	
	Риолит по А. Н. Заварицкому***	1,47	72,80	1,20	0,38	1,45	0,88	13,49	0,33	0,08	0,08	3,38	4,46	

* Химический состав образцов определен в лаборатории ОАО «Тюменская Центральная лаборатория».

** Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Q-41-XV. Объяснительная записка, 1975.

*** Войткевич Г. В., Коккин А. Е., Мирошников. Справочник по геохимии. – Недра, 1990. 480 с.

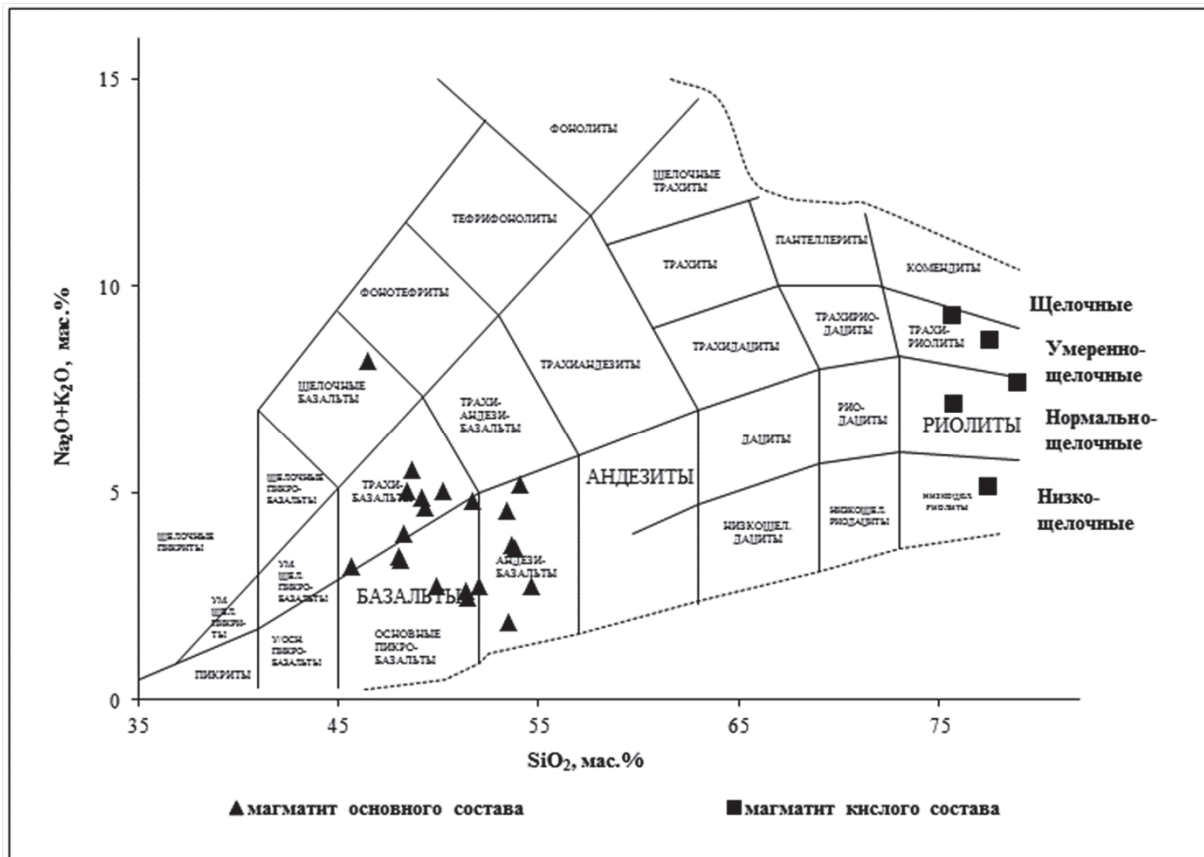


Рис. 6. Классификационная диаграмма суммы щелочей-кремнезем (TAS) для магматических пород орангьюганско-лемвинского габбро-долеритового и пожемского риолитового комплексов.

также сильно зависит от последующих постмагматических процессов. Изменения пород комплекса проявлены в интенсивной альбитизации, серитизации, гематитизации и окварцевании. Иногда встречаются зоны карбонатизации, березитизации и аргиллитизации. Часто породы интенсивно катаклазированы и милонитизированы.

С породами пожемского комплекса связываются медно-жильная (зоны березитизации и аргиллизации), редкоземельно-редкометалльная (альбитизация), а также золото-кварц-сульфидная рудные формации.

На описываемой территории были проведены исследования возрастных характеристик пород пожемского комплекса по трем пробам, основанные на использовании U-Pb метода на SHRIMP-II по единичным цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ). Результаты определения оказались неоднозначными и показали широкий возрастной диапазон значений абсолютного возраста от венда до поздней юры (табл. 3).

Таблица 3

Результаты датирования магматических пород пожемского комплекса U-Pb методом на SHRIMP-II по единичным цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ)

Номер пробы	Порода	Возраст, млн лет	Период
510	Милонитизированный риолит	$551 \pm 3,6$	Поздний венд
539/11	Милонитизированный риолит	488 ± 5	Ранний ордовик
572	Альбитизированный риолит	$151 \pm 1,7$	Поздняя юра

Наиболее древний возраст определения $551 \pm 3,6$ млн лет соответствует позднему венду. Полученную дату можно объяснить захватом цирконов из вмещающих пород моллюдовжской свиты в процессе внедрения риолитов. Нельзя также полностью исключить и вероятность присутствия на площади кислых пород лемвинского магматического комплекса, который на площади листа и прилегающих территориях пока никем не выделен.

Второе определение из наиболее крупного тела риолитов (539/11) соответствует границе кембрия и ордовика 488 ± 5 млн лет и вполне согласуется с возрастом пожемского риолитового комплекса, полученного по многочисленным датировкам (475–505 млн лет) из петротипического района месторождения Дальнее [62, 137].

На Нижнекокпельском проявлении редких земель возраст альбитизированных риолитов соответствует поздней юре – $151 \pm 1,7$ млн лет. Видимо, в процессе альбитизации риолитов происходили, как привнос редкоземельных элементов, так и вынос продуктов радиоактивного распада, что могло привести к резкому занижению результатов определения возраста.

С учетом того, что риолиты активно контактируют с вмещающими породами преимущественно погурейской и отчасти грубеинской свит, а интрузивные контакты с более молодыми образованиями неизвестны, то современная

датировка пород комплекса определяет его возрастные границы от позднего кембрия до раннего ордовика [62, 137, 153].

Оранжевоганско-лемвинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($v\beta O_{1-2}Ol$). Название дано по рекам Оранжевоган и Лемва, предложено М. А. Масловым [120].

К образованиям оранжевоганско-лемвинского комплекса в пределах Лемвинской СФЗ традиционно относили субвулканические и субинтрузивные тела основного состава, слагающие протяженные пояса в отложениях нижнего–среднего ордовика [82].

На площади листа Q-41-XV оранжевоганско-лемвинский габбродолеритовый комплекс распространен в юго-восточной части территории в пределах Восточно-Лемвинской подзоны. Представлен многочисленными пластовыми телами и дайками долеритов и габбродолеритов среди осадочных и вулканогенно-осадочных отложений моллюдвожской, погурейской, грубеинской, кокпельской, и моллюдмусюрской свит. Породы комплекса наиболее распространены среди отложений погурейской свиты.

Ранее в оранжевоганско-лемвинский комплекс включались все основные породы в поле развития моллюдмусюрской свиты в верховьях рек Ниж. и Сред. Кокпела [115]. Нами базальтовые и андезибазальтовые порфириды этого района рассматриваются в качестве эффузивной фации оранжевоганско-лемвинского комплекса, входящей в состав разреза моллюдмусюрской свиты. Порфириды имеют эффузивный облик, согласно залегают в разрезе свиты и переслаиваются с туфами того же состава.

Интрузивные тела оранжевоганско-лемвинского комплекса, как наиболее прочные породы, отчетливо выделяются на местности в виде останцовых возвышенностей, крупно-глыбовых развалов и гривок. Мощность пластовых тел достигает 450–500 м при протяженности 1–2 км, дайки имеют более малые размеры. Мощность отдельных даек составляет 5–10 м, редко достигая 30–40 м. По простиранию дайки прослеживаются на сотни метров.

Контакты наиболее крупных интрузивных тел с вмещающими породами фиксируются эруптивными брекчиями, с ксенолитами вмещающих пород в эндоконтактных зонах. Экзоконтактные зоны (мощность до 4 м) изменены слабо, с образованием мелких чешуек слюды, цоизита, хлорита и эпидота. В подошве более крупных тел наблюдаются зоны ороговикования мощностью 1–2 м. Эндоконтактные изменения проявлены в виде интенсивной альбитизации и эпидотизации, нацело преобразовавшие первоначальный облик пород.

Габбродолериты представляют собой темные, зеленовато-серые породы мелкозернистые в дайках и среднезернистые в пластовых залежах. Строение тел довольно однородное, наблюдается некоторое увеличение зернистости к центру силов. Характеризуются массивной текстурой, пойкилоофитовой, габброофитовой, реже гломеропорфировой структурой. Порода сложена примерно равными количествами плагиоклаза (40–45 %) и моноклинного пироксена с небольшим количеством стекла (10–15 %). Выделения плагиоклаза представлены фенокристаллами и лейстами. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникованный с корродированными краями, наполнен тончайшими чешуйками серицита и гидрослюды. Пироксен представлен авгитом

($\angle \text{CNg} = 46^\circ$), выделяется в виде крупных (более 15 мм) пойкилокристаллов. Промежутки между кристаллами выполнены хлоритизированным стеклом. Акцессорные минералы – сфен (до 3–5%), апатит (1–2%), ильменит (0,5–1%), титаномагнетит и рутил.

Долериты от габбродолеритов отличаются структурой. В долеритах плагиоклаз образует беспорядочно расположенные призматические кристаллы, угловатые промежутки между которыми выполнены моноклинным пироксеном, иногда в ассоциации с хлоритом и эпидотом. Размер плагиоклаза и пироксена приблизительно одинаковый, в среднем 0,3–0,5 мм в длину, в поперечнике – 0,1–0,2 мм.

Габбродолериты и долериты интенсивно изменены постмагматическими процессами и имеют зеленокаменный облик. В сильно метаморфизованных разностях плагиоклаз полностью замещен. Пироксен частично сохраняется в реликтовых зернах. Основная масса сложена эпидотом, хлоритом, актинолитом, лейкоксеном. Хлорит – бледно-зеленого цвета с очень низкими серыми тонами интерференции, почти изотропный. Эпидот – фишашково-зеленого цвета с яркими высокими тонами интерференции, иногда образует плотные сростки зерен. Распределение хлорита и эпидота равномерное по всей породе. В парагенезисе вторичных минералов присутствуют бурая роговая обманка, кварц, сфен, сульфиды. Рудные минералы окислены.

Вместе с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами рифея–ордовика базиты комплекса претерпели зеленокаменные изменения с сохранением первичных структур.

Проявления динамометаморфизма в породах комплекса носят зональный характер. В центральных частях тел, особенно крупных интрузивов и гипабиссальных тел, наблюдается только крупноблочная отдельность. В эндоконтактовых частях диабазовая структура нарушается, становясь сланцеватой. На контактах протолит превращается в апогаббровые, аподолеритовые сланцы. Постмагматические (метасоматические) изменения носят более выдержанный характер. Породы по всему объему состоят из альбитизированного и сосюритизированного плагиоклаза, актинолитизированного (уралитизация) и хлоритизированного моноклинного пироксена, эпидотизированной роговой обманки, лейкоксенизированного ильменита.

В зоне Приводораздельного надвига аподолеритовые породы несут актинолит-глаукофановую ассоциацию (в ядрах наиболее крупных зерен актинолита развивается тонкоигольчатый глаукофан).

Химический состав базитов однообразен (табл. 4). Содержание SiO_2 – 46–54,6%, разброс щелочности довольно широк (сумма щелочей – от 1 до 8%), при резком преобладании Na_2O над K_2O .

Анализ петрохимических особенностей базитов показал, что они являются высокожелезистыми разностями базальтов, трахибазальтов, основных пикритобазальтов, андезитобазальтов, относящихся к нормальному, умереннощелочному, единично к щелочному ряду, к натриевой серии (рис. 6, 7, 8).

Таблица 4

Результаты силикатного анализа пород орангъюганско-лемвинского габбродолеритового комплекса

№ п/п	Номер проб заказчика	Номер лабораторный	Петрографическое определение	Содержание в % на высушенное при 110° С вещество												
				ппп	SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ (окис.)	FeO (закис.)	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₄
1	25	2821	Метадолерит	5,81	50,86	5,94	7,88	7,76	4,52	14,40	0,72	0,268	0,064	1,21	0,11	<0,10
2	27/7	2822	Метадолерит	4,46	54,63	6,48	3,64	4,27	7,47	14,37	1,24	0,217	0,13	2,70	0,05	<0,10
3	27/13	2823	Метадолерит	2,77	54,07	7,07	4,06	7,51	3,52	14,23	1,00	0,145	0,13	3,66	1,55	<0,10
4	33/1	2825	Метадолерит	4,09	49,88	6,80	5,24	7,18	7,40	13,25	2,90	0,286	0,17	2,70	0,05	<0,10
5	517	2827	Метагаббро-долерит	2,51	51,67	11,40	5,80	7,83	2,15	12,39	0,95	0,164	0,06	4,51	0,28	<0,10
6	540	2829	Метадолерит	3,65	51,99	9,85	6,69	8,44	2,15	13,02	0,81	0,175	0,09	2,70	0,05	<0,10
7	562	2837	Метадолерит	3,22	53,64	9,34	4,50	7,24	3,95	13,24	0,72	0,207	0,07	3,66	0,05	<0,10
8	563	2838	Метадолерит	3,39	53,50	10,33	4,42	9,37	3,16	12,46	0,95	0,24	0,10	1,86	н/обн	<0,10
9	563/1	2839	Метадолерит	3,68	48,23	6,42	5,64	7,35	6,47	14,53	2,94	0,282	0,17	3,97	0,05	<0,10
10	570/1	2845	Метадолерит	4,35	50,20	4,34	3,59	7,02	5,82	15,59	2,94	0,328	0,45	4,97	0,05	<0,10
11	570/2	2846	Метадолерит	4,12	46,46	6,04	3,71	7,71	5,25	14,76	2,86	0,282	0,21	7,84	0,34	<0,10
12	570/3	2847	Метадолерит	3,77	49,29	7,02	3,09	9,60	4,53	13,90	3,33	0,30	0,21	4,52	0,11	<0,10
13	570/4	2848	Метадолерит	4,10	45,67	9,05	6,18	8,17	5,24	15,29	2,72	0,181	0,19	3,16	0,05	<0,10
14	570/5	2849	Метадолерит	4,14	47,98	7,24	4,54	8,03	5,47	15,39	2,90	0,193	0,21	3,45	н/обн	<0,10
15	575	2853	Метадолерит	4,61	48,70	4,85	7,67	6,44	4,61	15,74	1,10	0,117	0,14	4,98	0,58	<0,10
16	576	2854	Метадолерит	5,17	48,35	8,08	7,00	9,17	2,87	14,95	1,12	0,17	0,16	2,79	0,17	<0,10
17	577	2855	Метадолерит	4,91	48,06	6,96	8,45	6,49	4,09	15,79	1,17	0,168	0,17	3,26	0,11	<0,10
Средний метадолерит орангъюганско-лемвинского комплекса				3,93	50,19	7,48	5,42	7,62	4,62	14,31	1,79	0,2	0,16	3,64	0,24	<0,10
Габбро по А. Н. Заварицкому (Справочник по геохимии, 1990)					48,24	10,99	7,51	3,16	5,95	17,88	0,97	0,13	0,28	2,55	0,89	

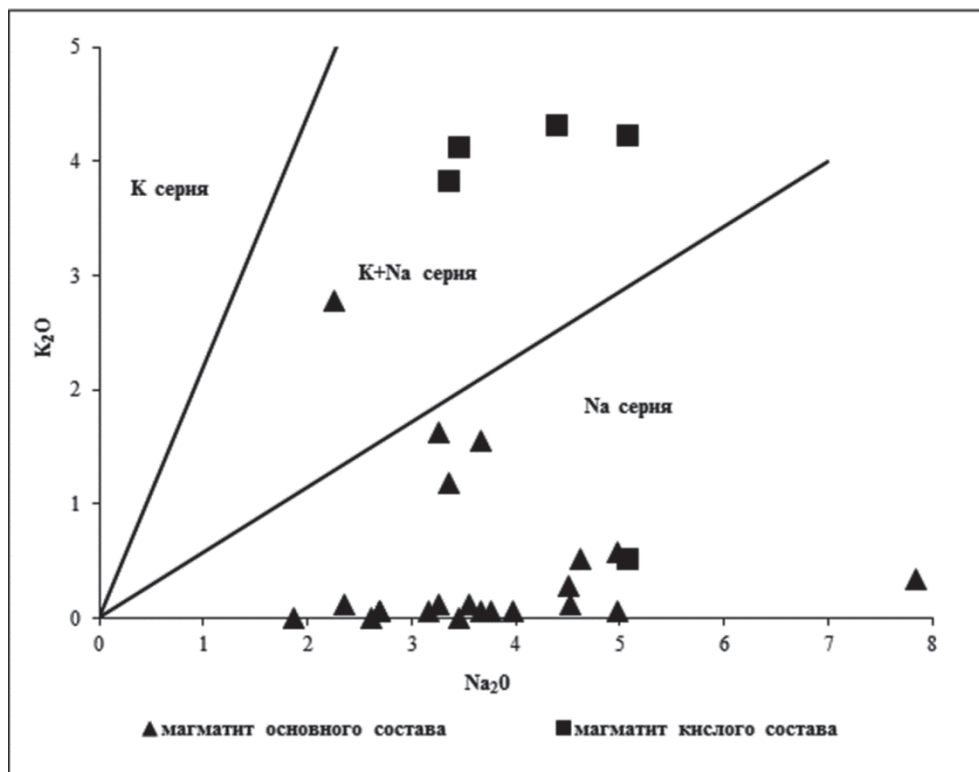


Рис. 7. Классификационная диаграмма Na_2O – K_2O для магматических пород орангьюганско-лемвинского габбродолеритового и пожемского риолитового комплексов.

На классификационной диаграмме Н. Куно точки, отражающие составы метабазальтов, располагаются в полях известково-щелочных и толеитовых базальтов, образуя изометричное поле (рис. 9). Формирование компактных полей во всех типах представленных диаграмм, свидетельствует о едином магматическом комплексе пород, химические особенности которого отражают как процессы магматической дифференциации, так и последующие процессы метаморфических преобразований, включая метасоматические, связанные с проявлениями более поздней текто-магматической активизации.

Анализ геодинамической обстановки свидетельствует о том, что в ранне-среднеордовикское время существовал режим окраинно-континентального рифтогенеза (базальт-песчано-конгломератовая, риолитовая и габбродолеритовая формации).

Петрохимические особенности габбродолеритов, в частности их повышенная кремнекислотность, повышенная железистость, широкий разброс по щелочности от нормальных до субщелочных пород говорят о том, что их состав соответствует той динамической обстановке, в которой они формировались – режиму окраинно-континентального рифтогенеза.

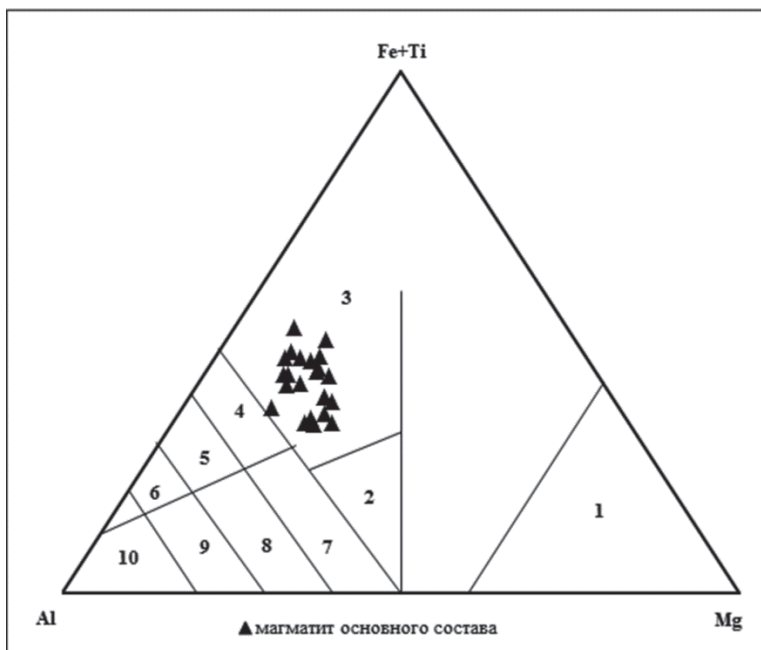


Рис. 8. Дискриминационная диаграмма для определения первичного состава долеритов и протолита ортометаморфитов.

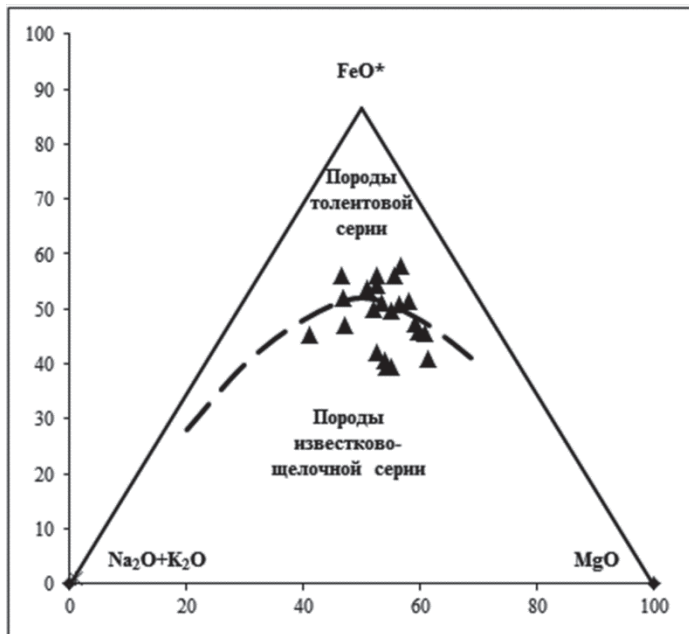


Рис. 9. Диаграмма Н. Куно (АФМ-диаграмма).
Пунктирная линия – тренд дифференциации субщелочной серии базальтоидов.

Геохимические особенности комплекса по отношению к среднему базальту, по К. Таркьяну и К. Ведеполу, характеризуются пониженным содержанием Mn, Cr, Ti, Li, Co, Mo, Cu, Sn и P, повышенными концентрациями Yb, Zn, Pb и Ge. Пониженные значения элементов, видимо, связаны с постмагматическими изменениями пород, разложением и замещением первичных темноцветных минералов, что подтверждается изучением шлифов. Повышенные значения цветных металлов и редких элементов, вероятнее всего, обязаны процессам метасоматоза, связанным с более поздней мезозойской тектономагматической активизацией.

Неоднозначны результаты определения абсолютного возраста базитов. Полученные датировки U-Pb методом на SHRIMP-II по единичным цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ) соответствуют позднему венду (591 ± 4 млн лет) и среднему девону (386 ± 4 млн лет) (табл. 5). Вендский возраст можно объяснить ассимиляцией вещества из вмещающих пород моллюдовождской свиты. Омоложение, возможно, является следствием более поздней тектономагматической активизации. Необходимо отметить, что данная датировка весьма близка к возрасту долеритов хенгурского комплекса Пайхоя ($374,6\text{--}381,4$ млн лет), также приуроченных преимущественно к стратифицированным ордовикским отложениям.

Таблица 5

Результаты датирования магматических пород орангьюганско-лемвинского комплекса U-Pb методом на SHRIMP-II по единичным цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ)

Номер пробы	Порода	Возраст, млн лет	Период
517	Габбродолерит	591 ± 4	Поздний венд
540	Долерит	386 ± 4	Средний девон

Геологические данные свидетельствуют о том, что орангьюганско-лемвинский комплекс формировался синхронно с отложениями раннего-среднего ордовика [137, 153]. Наличие шаровых отдельностей, миндалекаменных структур в долеритах, а также брекчирование габброидов в верхней части отдельных тел свидетельствуют о внедрении интрузий в водонасыщенные неконсолидированные осадки. Близость состава долеритов и габбродолеритов к составу вулканогенных пород и расположение их среди вулканогенно-осадочных образований погурейской, кокпельской, грубеинской и моллюдмурской свит позволяет предположить их ранне-среднеордовикский возраст.

Метаморфизм

Субвулканические породы и вещественные комплексы, фиксирующие определенные стратиграфические уровни на территории листа, достаточно близки по термодинамическому уровню и минеральному составу (парагенезисам), который в большей степени зависит от состава протолита, чем воздействия метаморфических факторов.

В региональном плане здесь выделяется два основных типа метаморфизма, соответствующих динамо-гермальному и динамометаморфическому классам.

1. Ранепалеозойский и каледоно-герцинский зеленосланцевый метаморфизм зоны рифтогенеза в своих наиболее высоких ступенях проявился в образованиях Восточно-Лемвинской и с меньшей интенсивностью – в Западно-Лемвинской подзонах.

2. Современный облик Восточно- и Западно-Лемвинских образований определен в процессе герцинского коллизионного дислокационного метаморфизма шовных зон. Степень динамометаморфических преобразований снижается в направлении с юго-востока на северо-запад.

В составе стратифицированных образований Ляпинской СФЗ и Восточно-Лемвинской подзоны, формирующих Восточно-Лемвинский пакет покровов, наблюдаются орто-, парасланцы, тектониты по эффузивным и осадочным породам. Наиболее представительные выборки составляют порфиробластовые сланцы и милониты. Порфиробласты в сланцах сложены кварцем, эпидотом, альбитом, реже мусковитом, агрегатами кристобалита. Основная ткань серицитовая, кварц-полевошпатовая с обильным хлоритом и стильпномеланом. Перекристаллизация основной ткани не полна. По реликтовым структурам и минералам восстанавливаются исходные породы, часто диагностируются первичные минералы протолита.

В наибольшей степени региональный метаморфизм проявился в породах, закартированных на крайнем юго-западе площади и слагающих Приводораздельный покров. Здесь метаморфизм, хотя и не выходит за рамки фации зеленых сланцев, однако по структурно-текстурным особенностям и минеральным ассоциациям принадлежит к ее наиболее высоким ступеням. В сланцах кокпельской свиты практически отсутствуют исходные структуры и минеральные парагенезисы.

В меньшей мере зеленосланцевые изменения коснулись пород субвулканических комплексов Восточно-Лемвинской подзоны, а также погурейских и грубеинско-харбейшорских метаосадков.

Динамометаморфизм осадочно-вулканогенных толщ проявился в образовании тектонокластитов. Чаще всего степень преобразования вещества интенсивная – до милонитов. Структура порфирокластическая с милонитовой основной массой. Порфирокласты имеют чечевицеобразную, линзообразную форму и вытянуты по сланцеватости, а при наиболее высокой степени дробления они не сохраняются. Текстура пород сланцеватая, микроплойчатая.

Интенсивному катаклазу подверглись также породы пожемского и орангьюганско-лемвинского субвулканических комплексов. Причем степень дезинтеграции ортопород напрямую зависит от мощности интрузивных тел. В центральных частях, особенно крупных интрузивов и гипабиссальных тел, наблюдается только отдельность. В эндоконтактах первичные структуры нарушаются, становясь сланцеватыми, порфирокласты деформируются, приобретают мозаичные контуры и погасание. Непосредственно на контактах это уже апсланцы с интенсивно раздробленной основной тканью (вплоть до ультрамилонитов).

В составе динамометаморфитов Восточно-Лемвинской подзоны встречаются высокобарические породы с глаукофаном, который зачастую является одним из главных породообразующих минералов. Обычно в ассоциации с мусковитом, серицитом, хлоритом и лейкоксом он слагает основную ткань

метаморфитов. Но иногда наблюдаются сростки крупных таблитчатых кристаллов глаукофана, образующие вместе с эпидотом сегрегации.

Особенно часто глаукофансодержащие сланцы и милониты встречаются в составе кокпельской свиты, реже в погурейских, молдмусюрских толщах и аподиобазах орангьюганско-лемвинского комплекса. Все зафиксированные проявления аномально высокого давления контролируются Приводораздельным надвигом.

В большинстве случаев продукты регионального метаморфизма подвергаются дислокационно-метаморфическим преобразованиям, но отмечается и обратная последовательность изменений, когда на милонитовую структуру налагается порфиробластовая за счет развития кальцита.

Иногда в породах Восточно-Лемвинского пакета отчетливо просматриваются следы локальной метасоматической проработки, выражающиеся в хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, лейкоксенизации, гематитизации. Преимущественно метасоматические и гидротермальные процессы были инициированы внедрением интрузивных тел. Они же в наибольшей степени подверглись указанным постмагматическим изменениям. Наиболее часто для пород экзо- и эндоконтактов определяется альбит-хлорит-кварц-эпидотовый минеральный парагенезис. Самые мощные зоны контактового воздействия присутствуют в подошве наиболее крупных тел базитового состава, где зона ороговикования и закалки достигает 2 м. Таким образом, контактово-метаморфизованные породы на площади листа относятся к семейству низкотемпературной альбит-эпидот роговиковой фации.

Типично гидротермальные новообразования представлены жилами, жильными зонами и прожилками кварца (гранобластического и халцедоновидного), альбита, эпидота, карбоната, включениями гематита и сульфидов.

В нескольких шлифах из кокпельских метаморфитов установлено присутствие рибекита. Возникновение рибекита в условиях зеленокаменной фации можно объяснить привнесением натрия. Таким образом, метасоматоз в данном случае относится к регионально-метасоматическому классу, натриевому и кальциевому подотрядам и средне-, низкотемпературным семействам.

Присутствие реликтовых структур и новообразованные минералы, представленные альбитом, серицитом, хлоритом, кристобалитом, позволяют отнести метаморфиты Ляпинской СФЗ и Восточно-Лемвинской подзоны к монофациальному (ареальному) метаморфическому комплексу фации зеленых сланцев с проявлением масштабных тектонических преобразований и локального метасоматоза.

Метаморфизм стратифицированных образований Западно-Лемвинской подзоны выразился в слабоориентированных текстурах, оптически ориентированных чешуйках гидрослюды (микролинзовидно-сланцеватая структура). Карбонатные породы практически нераскристаллизованы и чаще всего представлены криптозернистыми известняками. Встречается несколько более высокая степень изменения, выражающаяся в перекристаллизации глинистого материала в серицит и карбонат, а также появлении микросланцевой текстуры. Участками рассланцевание выражено достаточно отчетливо (глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы).

В зонах разломов породы брекчированы и залечены микрокристаллическим агрегатом кварц-кальцита, халцедона.

По данным предшественников, в составе карбонатных толщ присутствуют крупнокристаллические известняки. В одном случае, при изучении под микроскопом пагинских отложений, порода была диагностирована как филлонит по алевролиту, что предполагает ее преобразование в зеленосланцевой фации. Однако эти проявления повышенных РТ-параметров носят локальный характер.

В общем изменении пород Западно-Лемвинской подзоны обусловлены преимущественно глубоким катагенезом осадков и их незначительным динамометаморфизмом.

Характерной особенностью алевролитов и песчаников кечпельской свиты и юньягинской серии является их сланцеватость. Цемент этих пород по составу глинистый, с присутствием серицита и хлорита. Отложения свит смяты в складки с появлением тонко- (алевролиты) и толстоплитчатой (песчаники) отдельности.

Меловые осадки глауконит-опоковой толщи имеют низкую и среднюю степень литификации, глинисто-известковистый цемент, рассечены единичными плоскостями скольжения.

Обобщая фактические данные по структурно-текстурным особенностям и минеральным парагенезисам, можно отметить, что ведущим типом метаморфических преобразований на изученной площади являются зеленосланцевые изменения, иные типы метаморфизма (динамический, контактовый) являются наложенными. Зеленосланцевые изменения наиболее характерны для пород, слагающих Восточно-Лемвинский аллохтонный пакет. Отложения других структурно-тектонических элементов, по РТ-условиям, находятся преимущественно ниже кинетической границы метаморфизма, здесь слабо проявлены планарные текстуры и минеральные новообразования.

Кульминация регионального метаморфизма прошла в области температур 500–550 °С и при давлении 6–8 кБар, что, с учетом РТ-градиентов, характерных для орогенов, соответствует погружению толщ на 20–25 км [55].

Наличие новообразованных микроклина и олигоклаза, при отсутствии граната, предполагает на локальных участках пограничные температурные условия между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями. Однако подавляющее большинство минеральных фаз в образованиях Восточно-Лемвинской подзоны (в зависимости от состава протолита, представленных разными соотношениями альбита, серицит-мусковита, кварца, хлорита, эпидота, актинолита) определенно свидетельствуют об их формировании в зеленосланцевой фации.

Учитывая отсутствие в зеленосланцевых комплексах продуктов диафтореза и их ареальный характер, можно предположить, что процесс экспонирования метаморфических комплексов был достаточно равномерным и длительным [32].

Все проявления глаукофан-зеленосланцевого типа приурочены к зоне Приводораздельного надвига. В большей степени они отмечены в его висячем крыле – подошве одноименного аллохтона. В данном случае повышение давления по отношению к нормальной для зеленосланцевой фации геотерме,

обусловлено процессом надвигообразования. Таким образом, высокобарические комплексы в зоне Приводораздельного надвига принадлежат к общепалеоуральскому глаукофансланцевому поясу и на Кокпельской площади фиксируют крайне западную ветвь ГУНа, которая с востока ограничивает главный коллизийный шов между палеоокеаническими и палеоконтинентальными формациями [48].

ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-41-XV относится к двум крупным тектоническим структурам – Уральской складчатой системе и Предуральскому краевому прогибу, граница между которыми проводится по линии Главного Западно-Уральского надвига (ГЗУН). На современном эрозионном срезе в пределах листа зона сочленения этих структур перекрыта мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом.

В тектоническом строении территории выделяются три структурных этажа (снизу вверх): байкальский, каледоно-герцинский и альпийский (мезозойско-кайнозойский).

Байкальский структурный этаж на дневной поверхности проявлен только пластинами и блоками «бескорневых доуралид» позднерифейско-раннекембрийского возраста в составе Лемвинского аллохтона и представлен субшелочной риолит-базальтовой формацией (молюдвожская свита). Эти образования традиционно рассматриваются как продукты внутриконтинентального рифтогенеза [152, 22], однако с учетом северо-западной (тиманской) ориентировки байкалид [40] и интенсивного проявления гранитоидного магматизма в более южных частях Ляпинской СФЗ не исключен вариант их образования в геодинамической обстановке наложенного вулcano-плутонического пояса. По всей видимости, они были дислоцированы в конце кембрия, в салаирскую фазу раннекаледонского тектогенеза. Вследствие переработки последующей герцинской складчатостью признаки ранних дислокаций на листе не сохранились. Данные о строении и составе собственно байкальского фундамента, который располагается, по геофизическим данным, на глубинах более 14 км, в пределах листа отсутствуют.

Каледоно-герцинский структурный этаж на территории листа сложен интенсивно дислоцированными позднекембрийско-среднепермскими образованиями, отвечающими последовательно сменявшим друг друга геодинамическим обстановкам: внутриконтинентального рифтогенеза (базальт-песчано-конгломератовая, риолитовая и габбродолеритовая формации), пассивной континентальной окраины (глубоководная шельфовая известняково-алевролитовая формация и формации континентального склона и подножия – терригенная турбидитовая, известняково-аргиллито-кремнистая углеродсодержащая) коллизии или аккреционной призмы (формации терригенного флиша и кремнисто-карбонатная терригенная флишоидная, нижней морской молассы).

Большая часть территории листа, занятой комплексами этого этажа, входит в состав Лемвинского аллохтона Зилаиро-Лемвинской СФЗ, а меньшая – северо-западная, полностью перекрытая отложениями позднего мела, принадлежит к образованиям Предуральского краевого прогиба.

Альпийский структурный этаж на территории листа сложен горизонтально залегающими позднемеловыми осадками Усинско-Лемвинской депрессии (глауконитово-кремнистая формация).

Предуральский краевой прогиб

Прогиб занимает северо-западную часть территории листа Q-41-XV и представлен восточной, так называемой внутренней зоной Косью-Роговской впадины, для которой характерна значительная интенсивность складчатых дислокаций. Ввиду того, что прогиб на описываемой площади полностью перекрыт горизонтально залегающими образованиями позднего мела, данные о структурах на рассматриваемой территории отсутствуют.

Уральская складчатая система

Структуры Уральской складчатой системы занимают юго-восточную часть описываемой площади и представлены Западно-Уральской складчато-надвиговой зоной с входящим в ее состав Лемвинским синклиниорием. Синклиниорий представляет собой хорошо проявленную отрицательную структуру, выраженную как по кровле фундамента (погружена в ядре более чем на 14 км), так и по кровле карбонатов позднего палеозоя (погружены в ядре на глубину более 6 км).

По геофизическим данным, структура синклинория, по крайней мере в верхней части осадочного чехла (карбон–нижняя пермь), нарушена серией взбросо-надвигов. Здесь его фрагменты представляют собой, вероятно, паравтохтон, смещенный на северо-запад. В ядре синклинория на современном эрозионном срезе располагается Лемвинский аллохтон.

Лемвинский аллохтон выделен К. Г. Войновским-Кригером в 1960 г. Последующими исследованиями Б. Я. Дембовского, М. А. Шишкина и др. его существование было убедительно подтверждено.

На территории листа Q-41-XV в строении аллохтона принимают участие два крупных пакета тектонических пластин: Западно-Лемвинский и Восточно-Лемвинский последовательно надвинутые друг на друга (с юго-востока на северо-запад) [64, 66]. Каждый из них имеет сложное складчато-чешуйчатое строение и характеризуется своим разрезом палеозойских отложений, относящихся к различным участкам палеобассейна седиментации. В составе Восточно-Лемвинского пакета присутствуют пластины и блоки более древних, допалеозойских образований, рассматриваемые как «бескорневые доуралиды».

Покровы осложнены тектоническими окнами и полуокнами, в которых выходят отложения, относящиеся либо к нижележащей пластине, либо к автохтону. Встречаются также клиппы. Надвиги, переходящие в шарьяжи, ограничивающие с запада тектонические пластины и весь аллохтон, имеют в плане извилистые очертания. Складчатые структуры, имеющие уральское простиранье и характеризующиеся тенденцией к опрокидыванию на запад,

срезаются этими надвигами. По мнению М. А. Шишкина [64], формирование шарьяжей происходило в раннепермское время с последующим их смятием вместе со структурами автохтона приблизительно в середине триаса.

Западно-Лемвинский пакет покровов. На описываемой площади в составе пакета выделяется только Западный покров.

К *Западному* покрову относится полоса развития ордовикских, силурийско-девонских и каменноугольно-пермских образований, выходящая на поверхность к северо-западу от Грубеинского надвига – от бассейна р. Харута на юго-западе до бассейна р. Грубе-Ю на северо-востоке площади. Покров включает передовые предгорные увалы Самсоновых гор и предгорную равнину, прорезанную долинами рек Кокпела, Пага и Пальник-Ю, составляя по ширине выхода вкрест простирания от 12 до 16 км.

Н. В. Лютиков [115] образования Западного покрова рассматривает в качестве паравтохтона, однако это не нашло подтверждения при бурении параметрической скв. 1-Восточно-Лемвинская вблизи западной рамки листа Q-41-XV.

В строении покрова участвуют отложения пагатинской–кибатинской–качамылькской нерасчлененных, а также харотской, пагинской, няньворгинской, яйюской и кечьпельской свит. Такой набор стратиграфических подразделений указывает скорее всего на то, что тектоническое отслоение при формировании покрова произошло по границе средне- и нижнеордовикских отложений. При этом последние были, вероятно, представлены мелководными фациями елецкого типа, о чем свидетельствует широкое развитие известковистых песчаников и алевролитов с обильной мелководной фауной в низах пагатинской свиты. Контакты между свитами внутри покрова в большинстве случаев тектонизированы, однако первичная последовательность стратиграфических подразделений на крыльях крупных структур, прямая или обратная, обычно сохраняется.

Преобладают кливажные, часто килевидные нарушения, осложненные многочисленными продольными сколами. Напряженность деформаций возрастает с северо-запада на юго-восток. В этом направлении относительно крупные вытянутые складки с хорошо выраженными замками и сколами в подвернутых крыльях замещаются сплюснутыми, близкими к изоклиналиным, узкими пликативными нарушениями, осложненными многочисленными продольными и диагональными взбросами. По наблюдениям Н. В. Лютикова, сопровождающие дизъюнктивы пликативные дислокации обычно представлены разномасштабной субизоклиальной и изоклиальной линейной складчатостью, хорошо дешифрируемой в дифференцированных разрезах. Шарниры линейных складок ундулируют преимущественно полого под углами 5–15°, иногда достигая 40°. В более компетентных карбонатно-терригенных толщах (типичный пример – пагинская свита) по р. Пага характерна менее напряженная полого-волнистая мелкоамплитудная (до 10–20 м) складчатость.

Амплитуда пликативных и дизъюнктивных дислокаций значимого порядка (мезоструктур) достигает первых сотен метров. Падения пород обычно везде приобретают Уральскую ориентировку – 30–60° на юго-восток, широко развит кливаж осевой плоскости [115].

Восточно-Лемвинский пакет покровов. В составе пакета с северо-запада на юго-восток выделяются три покрова: Грубеинский, Верхнепарнокско-Воровожский и Приводораздельный.

Грубеинский покров в целом представляет собой полого-волнистую пластину, надвинутую на Западный покров. Западная его граница проходит по Грубеинскому надвигу. Ранее Н. В. Лютиковым выделялся под названием Главного покрова. Покров занимает значительную часть площади и прослежен по верховьям рек Погурей, Кокпела и Молюдвож на протяжении более 50 км.

В его строении на территории листа участвуют образования погурейской, грубеинской–харбейшорской нерасчлененных и харотской свит. Ограничивающая чешуи снизу плоскость Грубеинского надвига (шарьяжа) имеет в основной части покрова волнистое субгоризонтальное залегание, вследствие чего на территории смежного листа в междуречье Сев. Харуты и руч. Увьявож наблюдается узкое вытянутое на северо-восток эрозионное тектоническое полуокно, в котором обнажаются отложения няньворгинской свиты, относящиеся к Западному покрову.

В юго-западной части территории листа на поверхность выходит изолированный фрагмент Грубеинского покрова, представленный образованиями погурейской и нерасчлененных грубеинской и харбейшорской свит. Покров почти полностью находится под чехлом верхнемеловых отложений Усинско-Лемвинской депрессии на продолжении Малонадотинской синформы [152]. При этом Западный покров полностью перекрывается Грубеинским покровом. Достоверность такой интерпретации полностью подтверждается картировочным бурением [114] и проходкой параметрической скв. 1-Восточно-Лемвинская, которая находится вблизи западной рамки листа [28].

Верхнепарнокско-Воровожский покров по своему внутреннему строению сходен с Грубеинским и сложен образованиями погурейской и молюдмусюрской свит, а также «бескорневыми доуралидами» молюдвожской свиты. Западная его граница проходит по Верхнепарнокскому надвигу, который срезает структуры Грубеинского покрова. Плоскость надвига имеет сравнительно крутое залегание (50–60°).

В составе Верхнепарнокско-Воровожского покрова ранее Н. В. Лютиковым [115] выделялась *Молюдвожская пластина*, пространственно совпадающая с выходами молюдмусюрской свиты раннего–среднего ордовика.

Приводораздельный покров на территории листа сложен образованиями погурейской, кокпельской, грубеинской свит, а также риолитами пожемского и габбродолеритами орангьюганско-лемвинского комплексов. Для него характерно мелкочешуйчатое строение (с преобладающими крутыми юго-восточными падениями пород в каждой из чешуй), на фоне которого по выходам разновозрастных отложений вырисовываются вытянутые линейные синклинали и антиклинали. Западная граница покрова проходит по Приводораздельному надвигу.

Формирование структуры Лемвинского аллохтона происходило в три этапа. Первый начинается тектоническим расслоением разреза и шарьированием основных покровов с одновременным образованием лежащих складок вследствие неоднородного сдвига при движении покровов. Выдвижение шарьяжей

могло начаться не ранее конца среднего карбона для восточной части и не ранее конца ранней перми для западной части Зилаиро-Лемвинской СФЗ, что определяется нормальными стратиграфическими соотношениями с подстилающими отложениями яйюской и кечьпельской (на западе) свит, участвующих в строении Западного покрова. Время надвигания аллохтона на отложения Елецкой СФЗ определяется концом ранней перми [64, 66]. В течение второго этапа при усиливающемся тангенциальном давлении с востока произошла полная складчатая переработка структур первого этапа, которые частично сохранились только в части аллохтона, надвинутой на карбонатную платформу. Последняя длительное время являлась «жестким упором», ограничивающим с запада зону интенсивных складчатых дислокаций. Деформации второго этапа начали активно проявляться после завершения основного этапа шарьирования. В течение третьего этапа произошло смятие автохтона и формирование синформных и антиформных структур аллохтона; эти процессы начались не ранее конца поздней перми и закончились в юрское время [64, 66].

Разрывные нарушения на территории листа имеют преимущественно северо-восточную ориентировку, их образование относится к каледоно-герцинскому этапу развития складчатой системы. Наиболее крупными из них являются Главный Западно-Уральский – северо-западная граница Лемвинского аллохтона и Грубеинский надвиги. К структурам более мелкого порядка относятся Верхнепарнокский и Приводораздельный надвиги.

Грубеинский надвиг падает под углами $30\text{--}50^\circ$ на юго-восток и отделяет Западно-Лемвинский пакет покровов от Восточно-Лемвинского.

Верхнепарнокский и Приводораздельный надвиги аналогичны по своей кинематике и трактуются как взбросо-надвиги, падающие под углами $30\text{--}60^\circ$ на юго-восток и отделяющие покровы и пластины друг от друга [137].

Мощные зоны дробления на контактах пластин в составе Лемвинского аллохтона отсутствуют; отмечается лишь интенсивная милонитизация пород в полосе шириной $3\text{--}5$ м. Залегание слоистости, как правило, параллельно контактам и обычно крутое ($40\text{--}70^\circ$). Все это свидетельствует о первоначально доскладчатой шарьяжной природе этих разломов.

Максимальная амплитуда фронтального надвига Лемвинского аллохтона на собственно елецкий комплекс определяется величиной $10\text{--}15$ км. Значительно больших амплитуд достигают взаимоперемещения покровов внутри аллохтона [64, 66].

Относительно многочисленные разрывные нарушения северо-западной ориентировки сбросо-сдвигового характера являются более молодыми по отношению к северо-восточным, пересекая и смещая последние; они также составляют каркас Лемвинского поперечного блока.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории рассматриваемой территории выделяются следующие главнейшие циклы ее развития: байкальский (доуральского основания), каледоно-герцинский и мезозойско-кайнозойский (альпийский).

Байкальский цикл развития

В позднем рифее в условиях рифтогенеза, вероятно, на коре континентального типа формировались умереннощелочные базальтоиды нижнемолдвожской подсвиты. Присутствие в разрезе яшмоидов и прослоев вулканогенно-терригенных пород указывает на преимущественно подводно-морские условия формирования базальтоидов. В дальнейшем под воздействием зоны субдукции, падавшей под Ляпинский микроконтинент с юго-запада, произошло формирование наложенного вулканоплутонического пояса на коре континентального типа, на территории листа представленного вулканитами верхнемолдвожской подсвиты.

В конце венда–начале кембрия начинаются коллизионные процессы, приведшие к складчатым деформациям и орогенезу. В раннем кембрии они завершаются, и район становится частью Восточно-Европейского континента (ВЕК). В среднем кембрии горная страна была полностью пенепленизирована. В этот период в континентальных условиях формируются коры выветривания латеритного профиля [66].

Некоторые исследователи несогласны с наличием байкалид в Лемвинской зоне, считая, что они были уничтожены в процессе деструкции коры и раскрытия уральской океанической структуры. Отложения молдвожской свиты, по их мнению, относятся к самому началу каледоно-герцинского этапа развития и принадлежат к рифтогенной формации начала деструкции континентальной коры [115].

Каледоно-герцинский цикл развития

С позднего кембрия на восточной окраине ВЕК начинается новый этап рифтогенеза, связанный предположительно с задуговым спредингом. В результате процессов растяжения на прилегающей части континента образуется серия внутриконтинентальных грабенов, в которых сначала в континентальных, а затем в прибрежно-морских условиях идет накопление конгломератопесчаниковых отложений погурейской свиты. В это же время происходит

внедрение риолитов пожемского магматического комплекса. По мере углубления бассейна в разрезе погурейской свиты начинают преобладать песчано-алевролитовые отложения. На поднятиях (горстах), формируются относительно мелководные терригенно-карбонатные осадки пагатинской и кибатинской свит. В раннем ордовике, вероятно в осевых зонах рифтов, среди образований кокпельской свиты широко проявляется контрастный риолит-базальтовый магматизм, при преобладании излияний толеитовых базальтов. Параллельно происходит внедрение габбродолеритовых силлов и даек орангьюганско-лемвинского комплекса.

В это же время восточная окраина ВЕК интенсивно погружается, формируя явно выраженный континентальный склон, на котором в течение позднего тремадока–раннего асенига вне пределов вулканогенных поднятий, сложенных вулканогенными образованиями кокпельской свиты и терригенно-карбонатными отложениями пагатинской и кибатинской свит, идет накопление турбидитных пестроцветных песчаников и алевролитов грубеинской свиты.

В дальнейшем территория продолжает испытывать погружение, и в асениге на континентальном склоне происходит накопление зеленоцветных терригенных осадков нижнехарьбейшорской подсвиты, а в наиболее восточных районах – вулканогенно-терригенных образований молюдмусюрской свиты.

Начиная со среднего ордовика, восточный край ВЕК развивается как типичная пассивная окраина. В течение средне- и позднеордовикского времени на территории листа в условиях континентального склона идет формирование преимущественно тонких, алевролитовых отложений верхнехарьбейшорской подсвиты, а на унаследованных поднятиях – терригенно-карбонатной качамылькской свиты.

С конца позднего ордовика–раннего силура на восточной окраине ВЕК начинается новый трансгрессивно-регрессивный мегацикл. На территории листа это выражается образованием известняково-черносланцевых толщ харотской свиты в условиях шельфа.

С раннего эмса шельф испытывает ряд знакопеременных колебаний с общей тенденцией к погружению. Очередная трансгрессия прерывается рядом кратковременных осушений, во время которых происходит частичный размыв ранее накопленных отложений. Продукты размыва и тонкий пелитовый материал сбрасывались к подножию карбонатной платформы и на континентальный склон, где из них формируются терригенно-олигомиктовые пагинские слои, представленные на территории листа фрагментами турбидитных конусов выноса.

В позднем живете происходит резкое опускание шельфовой зоны, что приводит к прекращению сноса грубого терригенного материала с запада. На территории листа в условиях континентального склона до границы турне-визе происходит накопление глубоководных тонких ленточных отложений, из которых образовались силициты и яшмоиды няньворгинской свиты.

В каменноугольное время в восточной части Лемвинской зоны происходит формирование мощной граувакковой толщи карбонатно-терригенной яйюской формации, отражающей начало коллизии ВЕК с островной дугой и как следствие, воздыманий восточнее территории листа.

В течение позднего карбона–ранней перми на описываемой территории идет накопление терригенного грауваккового флиша кечпельской свиты, формирующегося, вероятно, в осевой части остаточного трога.

Усиление горообразования к началу артинского века привело к заполнению некомпенсированного «флишевого» трога и его миграции на территорию бывшего палеошельфа Елецкой зоны с образованием современного Предуральского краевого прогиба [115]. Время формирования терригенного грауваккового флиша отражает наиболее активную фазу коллизионных подвижек Уральского региона. Со второй половины кунгура в пределах палеоподнятий начинается интенсивное накопление угленосных отложений.

Процессы орогенеза, сформировавшие покровно-складчатые структуры Урала, начались в карбоне и закончились в мезозойский этап развития. Выдвижение шарьяжей начинается с востока Зилаиро-Лемвинской СФЗ на рубеже ранне- и среднекаменноугольного времени и заканчивается в поздней перми надвигом Лемвинского аллохтона на образования Елецкой СФЗ до их современного, крайне западного положения [64, 66].

Пликативный тектогенез, незначительные смещения по надвигам и образование поперечных северо-западных разрывов, затухая по интенсивности, происходили на территории листа вплоть до юры.

Мезозойско-кайнозойский (альпийский) этап развития

После завершения формирования покровно-надвиговой структуры орогена в завершающую фазу тектогенеза, на рубеже поздний триас–юра покровные структуры испытали дополнительное смятие конформно с подстилающими карбонатами Елецкого комплекса. В дальнейшем вся рассматриваемая территория развивается в условиях спокойного тектонического режима. При этом западная часть Уральской системы, в отличие от восточной части, какое-то время остается преимущественно приподнятой, и только в позднем мелу здесь образуется эпиконтинентальный морской бассейн, несомненно, связанный с одновозрастным Западно-Сибирским морем. Сформировавшиеся в нем осадки, представленные глауконит-опоковой толщей, указывают на отсутствие сколько-нибудь существенных поднятий на его окраинах в этот период времени.

На континентальной части территории, вероятно, в олигоцене формируется предгорный педиплен, на выровненной поверхности которого развиваются каолинит-гидрослюдистые коры выветривания.

В эоплейстоценовое время трансгрессия палеобассейна Коми охватывает северо-западную часть листа, где происходит накопление пород роговской серии. На протяжении раннего неоплейстоцена территория приподнимается, о чем свидетельствует резкий перепад в осадконакоплении и максимально эродированные высокие реликтовые цоколи педимента. В период сыльвицкого межледниковья (427–301 тыс. лет) отмечается слабая ингрессия палеобассейна, следы проникновения которой на площади фиксируются фрагментарно в виде озерно-аллювиальных отложений сыльвицкого горизонта на севере листа.

Во второй половине среднего неоплейстоцена (301–127 тыс. лет) в период резкого похолодания климата, в условиях тектонической стабилизации тер-

ритории, начинается оледенение, следы которого фиксируются практически повсеместно в виде отложений пачвожской покровной морены. Движение ледника происходило в северо-западном направлении.

В стрелецкое время (127–71 тыс. лет) последовало слабое потепление и малоамплитудное понижение территории. На северо-западе наступление моря подтверждается формированием аллювиально-морской террасы, а во внутренних областях и в предгорьях – озерно-аллювиальной равнины. Период ханмейского оледенения (71–57 тыс. лет) на территории листа фиксируется в пределах уральского кряжа и сопровождается образованием морен горно-долинного оледенения. На северо-западе формируется 3-я терраса прадолины р. Уса. В невянское время (57–24 тыс. лет) происходит образование террас 2-го уровня.

Поздний неоплейстоцен (24–11 тыс. лет) характеризуется как эпоха полярноуральского (сартанского) горно-долинного оледенения. С ней связывается образование сохранившихся до настоящего времени небольших ледников и формирование на их окраинах морен. На равнинной части в этот период происходит формирование первой надпойменной террасы.

В голоцене, в условиях оживления блоковых подвижек и регрессии арктического бассейна под действием различных денудационных агентов происходит окончательное формирование современного облика территории с образованием комплекса континентальных рыхлых озерно-болотных и аллювиальных отложений.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическое районирование

Общий план геоморфологического строения территории, расположенной в пределах уральского горного сооружения и восточной окраины Русской равнины, неоднороден: юго-восточная часть представлена низкогорными массивами субальпийского типа (зона кряжа) и отпрепарированным педиplenом (западные предгорья), а северо-западная – аккумулятивно-денудационной поверхностью Предуральской равнины.

Зона Предуральской аккумулятивно-денудационной равнины (I) включает юго-восточную окраину Усинско-Лемвинской депрессии. Ее поверхность полого-увалистая, слабо наклонена к северо-западу. Абсолютные отметки варьируют от 60 до 150 м. Глубина эрозионного вреза в ее пределах достигает 40–60 м. Рельеф равнины имеет мягкие, плавные очертания, так как сформирован на существенно глинистых ледниково-морских и ледниковых образованиях. Водоразделы пологоволнистые слабонаклонные, иногда плоские. Рисунок речной сети приближен к параллельно направленному с юго-западной ориентировкой.

Уральские горы (II) включают *Западные предгорья (II.1)* и *Зону кряжа (II.2)*.

Западные предгорья (II.1) протягиваются в виде полосы шириной 10–20 км к западу от среднегорных массивов зоны кряжа. Они представляют собой всхолмленную равнину с широкими, уплощенными водоразделами. Абсолютные отметки поверхностей изменяются от 150 до 550 м. Глубина эрозионного расчленения достигает 80–200 м. Своеобразный характер рельефа обусловлен процессами педиplенизации, сопровождавшимися интенсивным химическим выветриванием палеозойских пород в олигоцене. Рельеф водоразделов имеет холмисто-волнистые слабовыпуклые очертания. Речная сеть ориентирована преимущественно на северо-запад. В новейший тектонический этап произошло омоложение рельефа зоны и, как следствие, размыв значительной части кор выветривания.

Зона кряжа (II.2) представляет собой систему горных хребтов и массивов, ориентированных в северо-восточном направлении, как правило, приуроченных к наиболее устойчивым к выветриванию породам. Максимальные высотные отметки в пределах листа не превышают 960 м. Облик рельефа этой зоны определяется преобладанием эрозионных и экзарационных склонов, смоделированных криогенными процессами. Водоразделы имеют резкоизвилистые

очертания, хотя прослеживается ориентировка основных хребтов в северо-восточном направлении. Рисунок речной сети приближен к центростремительному типу. Глубина эрозионного расчленения – 400–500 м.

Генетические категории рельефа

По преобладающим факторам экзоморфогенеза, в пределах исследуемой территории выделены выработанный и аккумулятивный генетические категории рельефа.

Выработанный рельеф зоны кряжа обусловлен складчато-блоковой структурой территории и проявлением горстовых поднятий с последующим глубоким эрозионным расчленением, отпрепарированный различными экзогенными процессами: водной эрозией, экзарацией, дефляцией, и др.

Структурно-денудационный рельеф представлен склонами горных гряд и массивов (1), образовавшихся в результате препарировки элементов интрузивных тел, разрывных нарушений и складчатых структур, бронированных устойчивыми к выветриванию породами. Данные поверхности, подчиняясь общему морфоструктурному плану, вытянуты в северо-восточном направлении. Мелкие структурно-денудационные формы представлены уступами препарированных пластов и даек. Высота их не превышает 10 м, а протяженность достигает 2–3 км.

Основной возраст структурно-денудационных форм рельефа принимается мезозойско-неогеновым ввиду того, что структурно-вещественные факторы действуют с момента начала денудации эпигерцинского горного сооружения Урала. Однако основное время их формирования приходится, вероятно, на период интенсивного роста Урала в неогене.

Денудационный рельеф включает эрозионные склоны речных долин, экзарационные поверхности троговых долин и каров, денудационные склоны горных массивов, сопряженные с поверхностью отпрепарированного цокольного педиплена олигоценового возраста, а также реликты древних поверхностей выравнивания (пенеплены), созданные процессами комплексной денудации. Среди последних выделяются реликты цокольного пенеплена ранне-мезозойского возраста и фрагменты цокольного пенеплена поздне-мезозойско-эоценового возраста.

Крутые эрозионно-экзарационные склоны средних и низких гор (2). Троговые долины и кары средне-неоплейстоцен-голоценовых оледенений нерасчлененные (Q_{II-H}) широко развиты в зоне кряжа. Выработанные экзарационные поверхности ханмейского и полярноуральского оледенений не расчленены, хотя в их размещении наблюдается определенная ярусность и последовательность. Наиболее высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит к полярноуральским трогам и карам. Отметки их днищ располагаются в пределах 500–700 м. Полярноуральские трюги обычно наследуют ранее выработанные трюги ханмейского оледенения и развиты на листе преимущественно в истоках бассейна р. Вост. Кокпела. Кары ханмейского возраста реконструируются в верховьях р. Зап. Кокпела в виде более крупных по размеру полуразрушенных чаш с уплощенным днищем, в которые вложены более молодые эрозионные врезы.

К фрагментам экзарационных доханмейских поверхностей отнесены пологие склоны долин в зоне кряжа, располагающиеся выше перегибов полярно-уральских трогов.

Холмисто-волнистая денудационная равнина (3) сформированная на супесчано-глинистых отложениях плиоцена–эоплейстоцена (N_2-Q_E) выделена в западной части листа на пологих склонах долин рек Уса и Юньяга, сложенных ледниково-морскими отложениями эоплейстоцен-ранненеоплейстоценового возраста. В последующее и настоящее время они подвергаются пассивной денудации, обусловленной криогенными, флювиальными и эоловыми процессами, с образованием радиально расходящихся долин и оврагов.

Холмисто-увалистая возвышенная денудационная равнина (4). Поверхность отпрепарированного цокольного педиплена (P_3) образует волнисто-грядовую равнину западных предгорий в виде уплощенных водоразделов и прилегающих к ним пологих склонов, обрамляющую зону кряжа. Абсолютные отметки ее изменяются от 180 до 360 м.

Олигоценый возраст поверхности выравнивания определяется на основании гидрослюдисто-каолинового состава кор выветривания, локально сохранившихся в ее пределах, а также хорошей сопоставимости этого геоморфологического яруса с олигоценовой поверхностью Среднего и Южного Предуралья.

Плосковершинные участки низких гор (5). Реликты цокольного пенеппена (MZ_2-P_2) формируют плоские вершины большинства водоразделов в пределах зоны кряжа. Высотные отметки колеблются в диапазоне от 240 до 600 м. Вслед за А. П. Сиговым (1984 г.), фрагменты описываемой поверхности мы условно относим к остаткам позднемезозойско-палеогенового (эоценового) пенеппена. Косвенным подтверждением его существования является наличие одновозрастных морских отложений глауконитовых песчаников верхнего мела, опок и диатомитов палеогена в Усинско-Лемвинской депрессии.

Плосковершинные и слабонаклонные участки средних гор (6). Реликты цокольного пенеппена (MZ_1) развиты локально (менее 1 % площади листа). Представляют собой относительно плоские вершины водораздельных хребтов зоны кряжа с абсолютными отметками более 600 м. На них повсеместно развиты элювиальные и элювиально-делювиальные неоген-четвертичные образования. Время формирования цокольного пенеппена условно принимается раннемезозойским.

Аккумулятивный рельеф. В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивные поверхности рельефа разделены на флювиальные, аллювиально-озерные, ледниковые, флювиогляциальные, пролювиальные, делювиально-солифлюкционные. В целом возраст аккумулятивного рельефа, как правило, коррелируется с возрастом слагающих его образований.

Делювиально-солифлюкционные предгорные шлейфы (Q_{III-n}) (7) развиты в зоне кряжа и предгорий. Они занимают площадь менее 1 % территории листа. Ширина шлейфов, наклоненных от гор в сторону

предгорной равнины, достигает 1,5 км. Поверхность осложнена мелкими солифлюкционными террасами и ложбинами продольного стока. Формирование шлейфов началось в позднем плейстоцене и продолжается по настоящее время.

Поймы, первая-вторая надпойменная террасы эрозионно-аккумулятивные (Q_{III-H}) (8) развиты как в пределах аккумулятивной равнины, так и в предгорной части листа в долинах крупных и средних рек. Поверхность формируется отложениями сырьяхинского, ярвожского и голоценового аллювия. Характерным признаком этих поверхностей является террасированная скульптура рельефа. Поверхности базируются на осадках позднплейстоцен-голоценового возраста и имеют исключительно аккумулятивную природу.

Третья надпойменная терраса (Q_{III}) (9) наиболее широко развита на северо-западе территории листа в междуречье Уса-Юнъяга. Она сформирована седловым аллювием и представлена плоско-волнистой скульптурой рельефа с диапазоном абс. отм. от 60 до 90 м.

Четвертая надпойменная терраса (Q_{III}) (10) прослеживается на северо-западе листа по правобережью долины р. Уса на абс. отм. 90–100 м. Сформирована аллювиально-озерными отложениями чулейской толщи. Незначительно расчленена более молодыми эрозионными процессами.

Холмисто-западинный и параллельно-грядовый рельеф морен ханмейских и полярноуральских ледниковых равнин (Q_{III}) (11) включает относительно крупную овальную лопасть морены в верховьях р. Зап. Кокпела и днища трогов ханмейского и полярноуральского возрастов. Эта поверхность имеет типичный холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф, часто с четко выраженными донными, боковыми и конечными моренами. Высота моренных гряд и холмов над поверхностью донной морены достигает 2–7 м, а отдельных конечно-моренных образований – 16 м.

Плоско-холмистая ледниковая равнина, переработанная склоновыми процессами (Q_{II}) (12) протягивается с юго-запада на северо-восток и формирует облик Предуральской аккумулятивной равнины, частично перекрывая западные предгорья. Она представлена ледниковыми образованиями среднеуральского надгоризонта. В пределах поверхности в настоящее время широко проявлены современные криогенные процессы, о чем свидетельствуют соответствующие им микроформы (полигоны вымораживания, термокарстовые озера, бугры пучения, солифлюкционные оползни и др.). Высотные отметки находятся в пределах от 80 до 250 м.

История формирования рельефа

По литературным источникам [53, 25], в мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется шесть тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый, олигоценный, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Прямых сведений о событиях *эомезозойского этапа* в пределах листа нет. На *раннемезозойском этапе* в условиях умеренно теплого гумидного климата

сложились благоприятные условия для пенеplanation. Эомезозойские горы Урала были преобразованы в новую структурную поверхность – пенеplanation с корой выветривания латеритного профиля. Коррелятивные осадки в пределах территории не сохранились, но остаточные фрагменты этого пенеplanation наблюдаются в пределах самого высокого яруса рельефа зоны кряжа – от 900 до 1400 м.

На *позднемезозойско-палеогеновом этапе* в условиях субтропического и тропического гумидного климата большая часть территории продолжала оставаться приподнятой над уровнем моря. В этих условиях формировалась поверхность позднемезозойско-среднепалеогенового пенеplanation, фрагменты которой сохранилась в современном рельефе в виде уплощенных водоразделов на высотах от 360 до 600 м.

В *олигоценый этап* на фоне общего сводового поднятия Урала в условиях гумидного климата образовался педиplanation с каолиново-гидролюидным профилем выветривания, который окаймлял возникшее к этому времени горное сооружение. Параллельно началось формирование эрозионно-структурных депрессий. На существование в это время горного рельефа указывает валунно-галечный состав малдинского аллювия [25].

На *миоценовом этапе* в условиях засушливого климата с сезонами ливневых осадков широко проявляется педиplanation с образованием крутых склонов. Формируются структурно-денудационные уступы.

На *плиоцен-четвертичном этапе* сводово-глыбовое поднятие Урала продолжалось в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам речной сети и ингрессиям арктического бассейна. На современном эрозионном срезе верхняя граница развития эоплейстоценовых ледниково-морских отложений достигает абс. отм. 200 м. Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена, горная часть Урала становится центром неоднократных оледенений, однако прямые свидетельства этому в виде соответствующих морен известны только начиная со среднего неоплейстоцена. Ранние оледенения были, вероятно, покровными или полупокровными, на что указывает широкое распространение эрратических валунов на всех выровненных поверхностях, в том числе и на главном Уральском водоразделе. Присутствие валунов кварцитопесчаников ордовика на водоразделах Войкаро-Сынинского горного массива указывает на движение ледниковых масс с севера [25].

Последующие оледенения (ханмейское, полярноуральское и современное) имели горно-долинный характер и сформировали современный облик зоны кряжа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Q-41-XV установлено 11 месторождений опок, глин и строительных материалов с утвержденными запасами и ресурсами; 26 проявлений меди, редких земель, золота, баритов, опок и глауконита, выявлено 94 пункта минерализации различных видов твердых полезных ископаемых, а также 15 структур, перспективных на углеводородное сырье (прил. 1, 2, 3). Минерагению территории определяют марганец, медь, золото и бариты.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На площади известно четыре пункта минерализации железа. Пункты минерализации IV-4-20 и IV-4-45 расположены в горной юго-восточной части листа и связаны с линейными зонами гидротермально измененных осадочных пород погурейской свиты [79]. Изменения представлены окварцеванием, карбонатизацией, хлоритизацией и эпидотизацией. Протяженность зон – от 1 до 1,5 км при мощности 8,5–18,5 м. Повышенные содержания Fe_2O_3 5–18,4 % связаны с вкрапленностью гематита. В этом же районе описаны еще два пункта минерализации (IV-4-36, IV-4-43) в породах погурейской и кокпельской свит с тонкой вкрапленностью титансодержащего гематита [18]. Практического значения данные объекты не имеют.

Марганец. В районе р. Пага (II-3-1, II-3-3) Н. В. Лютиковым [115] было описано два пункта минерализации марганца, видимо, гидротермального типа, находящихся в зоне тектонического контакта харотской и пагатинской свит. Содержание MnO в обохренных породах контакта – 3,19 и 7,55 %.

Гидротермально-осадочный тип марганцевого оруденения был выявлен на описываемой площади в разрезе кремнистых алевролитов няньворгинской свиты [136]. В верховьях правого притока р. Кокпела обнаружено марганцевое оруденение (III-4-3) терригенно-кремнистой рудной формации, представленное прослойками окисленных марганцевых минералов. По результатам силикатного анализа, содержание в пробе (%): MnO – 9,75, Fe_2O_3 – 17,46, TiO_2 – 0,3 %. Спектральным анализом отмечаются также повышенные концентрации Zr – 0,05 %, Ba – 0,5 %, Zn – 0,03 %.

Геохимическими поисками по потокам рассеяния [136] было выявлено восемь геохимических ореолов марганца различных размеров. Наиболее контрастный ореол расположен у восточной рамки планшета на левобережье р. Погурей (II-4-5). Содержания марганца здесь достигают 10–12 %. Продуктивность остальных ореолов значительно ниже (0,15–2,0 %). Аномальные содержания марганца приурочены преимущественно к полям развития качамылькской и няньворгинской свит.

Титан. По материалам В. Н. Гессе [18], признаки вулканогенно-осадочного титанового оруденения на площади работ были выявлены среди пород кокпельской свиты. Ильменит и титансодержащий гематит образуют обильную рассеянную вкрапленность мелких кристаллов вдоль плоскости сланцеватости зеленокаменных пород. Содержание титана в породе обычно не превышает 3–5 %. В верховьях руч. Эффузивный, притока р. Игядейюган (IV-4-55), из кварцево-полевошпатовых прожилков отобраны штучные пробы с включениями кристаллов ильменита. Содержание титана составляет 8–10 %. Практического значения проявления титана не имеют.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Из рудных полезных ископаемых на описываемой площади медная минерализация имеет наиболее широкое распространение. Количество проявлений и пунктов минерализации меди составляет более 80 % от общего списка рудных объектов. Пространственно все проявления меди локализируются в юго-восточной части листа среди отложений Восточно-Лемвинской структурно-формационной подзоны. Всего на площади работ известно восемь проявлений и 65 пунктов медной минерализации. Все эти объекты относятся к двум рудным формационным типам – медистых песчаников и гидротермальному медно-жильному [25, 136]. Ниже приводится описание медных проявлений по А. И. Водолазскому [78, 79, 80] и Н. В. Лютикову [115].

Медистые песчаники. Оруденение связывается с терригенным разрезом моллюдмусюрской свиты. К наиболее изученному объекту этого типа относится Моллюдовожское проявление меди.

Проявление Моллюдовожское (IV-4-31) расположено в верховьях р. Тумболова и руч. Моллюдовж и отнесено к формации медистых песчаников, подтип – саурипейский дельтовый. Медное оруденение локализуется в подошве зеленоцветных песчаников и конгломератов моллюдмусюрской свиты на контакте с их красноцветными разностями. Для рудовмещающих пород характерна значительная гидротермальная проработка: окварцевание, хлоритизация, карбонатизация, серицитизация, гематитизация и, в незначительной степени, пиритизация. Породы пронизаны прожилками кварцевого и карбонатного состава. Канавами вскрыто восемь рудоносных зон, приуроченных к разным горизонтам свиты. Мощности зон варьируют от первых до 46 м, протяженность обычно – 100–150 м, иногда достигает 200–250 м. Распределение оруденения внутри зон неравномерное. Рудные минералы представлены халькозином, борнитом, халькопиритом, ковеллином, малахитом, азуритом, купритом, гематитом, пиритом, лимонитом, выявлены самородная медь и

самородное серебро. Рудные минералы присутствуют в виде мелкой рассеянной вкрапленности, тонких прожилков и небольших гнездообразных скоплений.

По характеру оруденения и минеральных ассоциаций А. И. Водолазским [80] с запада на восток выделено три зоны.

1. Зона с борнит-халькозиновой минерализацией имеет максимальную мощность, вскрытую канавами, 46 м при протяженности 100–150 м. По всему интервалу отмечаются примазки малахита. Наиболее обогащенный интервал, с прожилками и гнездообразными скоплениями халькозина и борнита составляет 27,6 м. Спектральным и химическим анализами установлены содержания: Cu – 0,1–1,86 %, Ag – 1–37,2 г/т. Концентрация меди в точечных пробах, отобранных из шлейфа обломков – 0,3–1,63 %, серебра – 1–51,2 г/т.

2. Зона борнит-халькозиновой минерализации с вкрапленностью самородной меди и халькопирита. Оруденение аналогично таковому из первой зоны, но с примесью самородной меди и халькопирита. В пачке окварцованных песчаников мощностью 33 м вскрыто шесть интервалов с такой ассоциацией мощностью от 0,9 до 5,8 м при содержании в них меди 0,1–0,94 %, серебра от 0,2–3 до 27–83 г/т. Зоны прослеживаются на 50–100 м.

3. Зона с халькопиритовой минерализацией. Мощность зоны рассеянной вкрапленности халькопирита – 23 м. Содержания Cu – от сотых долей до 1,49 %, Ag – 1–51,3 г/т. Наряду с халькопиритом здесь присутствуют халькозин, борнит, отмечается редкая вкрапленность самородной меди.

По мнению А. И. Водолазского, эти зоны сверху вниз отражают вертикальную минеральную зональность на Моллюдовожском проявлении.

По данным В. М. Макова [117], в рудах проявления обнаружено серебро в количестве до 340 г/т, в том числе самородное. Концентрация золота в рудах низкая и составляет сотые доли г/т, однако в двух штучных пробах пробирный анализ показал его содержания 0,9 и 1,2 г/т, при концентрации в них Ag соответственно 147,2 и 112,8 г/т.

По материалам Н. В. Лютикова [114], прогнозные ресурсы Моллюдовожского проявления по категории P₂ оцениваются для меди в 50 тыс. т, для серебра в 10 т.

Медно-жильное оруденение. Представлено семью проявлениями и многочисленными пунктами минерализации. Для этого типа характерна локализация минералов меди в гидротермальных жилах и прожилках различного состава. Ниже приводится описание наиболее типичных и изученных объектов данного типа.

Проявление Верхнекопсельское (Ш-4-18) расположено в верховьях р. Верх. Кокпела. Его оценка проведена с использованием геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния (сеть 100 × 20 м), горных работ и колонкового бурения. В геологическом строении принимают участие рифейско-нижнекембрийские отложения моллюдовожской свиты, представленные туфами и туфосланцами преимущественно кислого состава, а также вулканогенно-осадочные отложения моллюдмусюрской свиты. Магматические породы присутствуют в виде субогласных тел риолитов пожемского комплекса и кососекущей дайки долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса.

Выделяются две зоны медной минерализации, пространственно разобщенных между собой. Первая располагается среди вулканитов основного состава, где канавами в рассланцованных андезибазальтовых порфиритах с маломощными (до 1 см) кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками вскрыто пять рудных горизонтов мощностью от 0,4 до 4,9 м с убогой вкрапленностью сульфидов. Здесь же горными выработками подсечены четыре кварц-карбонатные жилы мощностью 0,1–0,2 м с редкой вкрапленностью рудных минералов. Суммарная мощность рудной зоны – около 100 м при мощности безрудных интервалов 10–15 м, протяженность превышает 1500 м. В юго-западном направлении наблюдается ее выклинивание, а на северо-восточном фланге зона срезается разломом. Содержание меди в минерализованных интервалах на поверхности не превышает сотых долей процента, серебра – 4 г/т.

Вторая рудная зона приурочена к толще кислых эффузивов и прослежена более чем на 500 м. Медная минерализация приурочена к тектоническому контакту сильно рассланцованных, серицитизированных риолитов пожемского комплекса и кварц-полевошпатовых песчаников, пронизанных многочисленными согласными и кососекущими кварцевыми жилками мощностью до 5 см и более. Минералы меди присутствуют в виде тонких (1–2 мм) прожилков и мелких (до 3 мм) гнездообразных скоплений, которые наблюдаются как в кварцевых жилках, так и во вмещающих их породах. В северном направлении зона выклинивается до 1,2 м в коренном выходе и до 0,7 м по канавам. Опробование коренного выхода показало содержание Cu 0,7 %, Ag 31,5 г/т и следы Au. В канавах содержание меди уменьшается на порядок, при полном отсутствии благородных металлов.

Проявление Верхнекопельское (южный фланг) (III-4-21). Рудная зона находится на контакте красноцветных песчаников моллюдмусюрской свиты и риолитов пожемского комплекса. Минерализация представлена преимущественно малахитом и азуритом с подчиненным количеством халькозина, ковеллина, куприта, халькопирита и борнита. Рудные минералы локализуются преимущественно в кварцевых прожилках, как согласных с рассланцеванием пород, так и секущих. Мощность минерализованной зоны – 0,7–1,2 м. Содержание меди по канавам – 0,01–0,04 %.

В результате бурения до глубины 21,5 м было установлено следующее:

- вещественный состав рудной минерализации с глубиной не меняется и наблюдается тот же горизонт, обогащенный гидрокарбонатами меди;
- содержания металла по керну скважин остаются на уровне проб из канав, не превышая сотые доли процента;
- минерализованная зона на глубину выклинивается.

По материалам А. И. Водолазского [78], однозначно перспективы проявления выяснены не были. Он рекомендует его доизучение с применением горных и буровых работ, предполагая связь оруденения на южном фланге с формацией медистых песчаников.

Проявление Тумболовавожское (IV-4-10) расположено в верховьях руч. Тумболовавож. В его геологическом строении принимают участие отложения моллюдмусюрской свиты и тела риолитов пожемского комплекса. Выявлены Западная и Восточная зоны кулисообразных жил кварц-карбонат-

борнит-халькозинового и кварц-карбонат-халькопирит-пиритового состава, приуроченные к эндоконтактам тела риолитов.

По данным А. И. Водолазского [78], Западная зона вскрыта канавами и расположена в лежачем боку тела риолитов. Риолиты рассланцованы, альбитизированы и нередко брекчированы, содержат прожилки кварцевого и карбонат-кварцевого состава. Рудные минералы представлены халькозином, борнитом и малахитом. Мощности минерализованных интервалов изменяются от 1 до 3 м, при общей протяженности зоны около 1000 м. В зоне окисления содержания меди низкие – тысячные и сотые доли процента. При уменьшении степени окисления первичных минералов концентрация Cu возрастает до 0,5 %. По данным ПКСА, содержания Ag в пробах из Западной зоны – 1,3–5,0 г/т, Pb $\times 10^{-4}$ %.

Породы Восточной зоны также несут следы гидротермальной проработки, но, в отличие от Западной, риолиты в эндоконтакте интенсивно пиритизированы. Медная минерализация концентрируется в двух зонах мощностью 1–2,5 м, разделенных 10 м «пустых» пород, и представлена примазками малахита и азурита, реже вкрапленностью халькозина, борнита и халькопирита. Содержание Cu в зоне пиритизации обычно 0,005–0,007 % и редко поднимается до 0,02 %. По данным бурения, мощность зоны окисления превышает 25 м.

Опробование проявления на золото показало, что в сильно ожелезненных и пиритизированных риолитах (Cu до 1,02 %) содержания золота достигают 0,01–0,1 г/т [117].

По мнению А. И. Водолазского, оруденение Тумболовавожского проявления относится к среднетемпературному гидротермальному типу и практического интереса не представляет. Однако оно может представлять интерес в качестве поискового признака объектов ведущих геолого-промышленных типов: штокверкового, медистых песчаников, медно-никелевого, медно-никель-кобальт-платиноидного [78].

Проявление Юганское (IV-4-33) расположено в верховьях р. Игдейюган и впервые описано В. Н. Гессе [87]. Его оценка проводилась с использованием геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния, горных выработок и небольшого объема бурения (23 пог. м).

В геологическом строении проявления принимают участие породы погурейской свиты, а также тела долеритов, габродолеритов оранжюганско-лемвинского и риолитов пожемского магматических комплексов. В структурном плане проявление находится на восточном крыле Пага-Лемвинской антиклинали. Оруденение связано с мощной, субсогласной зоной пиритизации северо-восточного простирания, падающей на юго-восток под углом 60–85°, протяженностью более 8 км. Вмещающие алевролиты и алевритистые сланцы погурейской свиты интенсивно окварцованы, карбонатизированы и альбитизированы. Метасоматиты с карбонатами и альбитом выходят за пределы зоны пиритизации на 5–6 м, образуя вокруг нее оторочку. Зона сульфидизации представлена тремя линзообразными телами, разделенными безрудными интервалами. Мощность отдельных тел изменяется от первых метров до 50 м, общая мощность зоны – 100 м. Пирит присутствует в виде тонкой рассеянной вкрапленности, реже нитевидных прожилков (0,5–2 мм) параллельных сланцеватости пород. Степень насыщенности пиритом – 5–20 %.

Здесь же присутствуют мелкие и редкие зерна халькопирита и галенита. В пределах зон пиритизации выделяются несколько генераций секущих и субсогласных гидротермальных жил (в порядке образования):

- существенно альбитовые;
- альбит-карбонат-кварцевые;
- существенно карбонатные;
- эпидот-хлорит-кварцевые;
- существенно баритовые;
- существенно кварцевые с горным хрусталем.

Наиболее крупные жилы залегают согласно со сланцеватостью пород.

Жилы часто окружены оторочкой интенсивно пиритизированных и альбитизированных пород мощностью 5–10 см. Существенно карбонатные и альбитовые жилы с примесью кварца обогащены преимущественно халькопиритом, а кварцевые и эпидот-хлорит-кварцевые – галенитом. Содержания в них Cu – до 0,8 %, Pb – до 0,4 %. В пиритсодержащих телах концентрации этих металлов значительно ниже: Cu – 0,001–0,01 %, Pb – 0,0005–0,01 %. В пробах из рудного элювия среди зон пиритизации содержания Cu могут достигать 1,42 %, Pb – 1,31 %. В некоторых зонах пиритизации отмечаются повышенные концентрации Zn – до 0,1 % и As – до 0,02 %.

Кроме упомянутых сульфидов, на проявлении присутствуют гематит, ковеллин, малахит, азурит, англезит, лимонит, лейкоксен, куприт, барит, халькозин, самородная медь. По данным В. М. Макова [117], в медно-полиметаллических рудах Юганского проявления примесь золота составляет 0,15–0,63 г/т, что подтверждается наличием в почвах его аномалий. Перспективы участка до конца не выяснены [80].

Проявление Центрально-Юганское (IV-4-47) расположено в интенсивно прокварцованных, серицитизированных и альбитизированных песчаниках, алевролитах и алевритистых парасланцах нижних горизонтов погурейской свиты. Здесь на протяжении 250 м прослежен шлейф обломков с прожилками и вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. По результатам штучного опробования, содержания Cu – 0,3–0,5 %, Pb – 0,7 %.

Рудный шлейф вскрыт серией канав и двумя мелкими скважинами до глубины 15 м. Вскрытые канавами зоны оказались маломощными (0,1–0,5 м) с убогими содержаниями меди и свинца, не превышающими десятых долей процента. Из сопутствующих элементов в повышенных количествах отмечаются Ва – 1 % и Nb – 0,015 %.

Проявление Южно-Юганское (IV-4-63) расположено в 300 м южнее рамки листа Q-41-XV. Оно находится на продолжении зоны, в пределах которой расположены Юганское и Центрально-Юганское проявления, поэтому мы считаем необходимым привести его описание.

Минерализация здесь локализуется вблизи западного контакта диабазового дайкового пояса орангьюганско-лемвинского комплекса с породами нижней и средней толщ погурейской свиты. Зона гидротермальной проработки мощностью 130–150 м фиксируется сетью маломощных эпидот-хлорит-кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков. На участке присутствует мощная полевошпат-кварцевая жила. Оруденение прожилковое и прожилково-вкрапленное халькопиритового состава, редко в ассоциации с галенитом и пири-

том. Установлены пять минерализованных зон длиной от нескольких десятков до 300 м и мощностью от первых десятков сантиметров до 9 м.

По данным химического анализа бороздовых проб, содержания Cu – 0,24 %, Pb – 0,02 %, Ag – 3 г/т. В отдельных штуфах содержания меди достигают 2,38 %, свинца – 0,3 %, серебра – 15 г/т [80]. В сульфидсодержащих жилах на проявлении установлено присутствие Au в количестве 0,2 г/т [117].

В целом на Юганской площади все зоны пиритизации слабозолотоносны. Шлиховое золото образует ореол по р. Вост. Кокпела протяженностью 2,5 км, источником которого, вероятно, являются пиритизированные породы. Перспективы проявления до конца не выяснены, рекомендуется проведение поисковых работ.

На основании всестороннего анализа с учетом парагенетических минеральных ассоциаций А. И. Водолазским [78] была определена глубина эрозионного среза некоторых вышеописанных проявлений меди. По его данным, уровень эрозионного среза увеличивается с юга на север: Тумболовавожское (самое южное проявление) соответствует среднему уровню рудной колонны; Верхнекокпельское проявление, расположенное в 8–9 км севернее, фиксирует ее прикорневые части; Погурейсоимское проявление, расположенное далее на северо-восток, за восточной рамкой планшета, соответствует уровню корневой части оруденения.

Кроме вышеописанных объектов к медно-жильному типу оруденения нами отнесено еще два проявления – Перевальное (IV-4-2) и Кокпельское (IV-4-5), а также несколько десятков пунктов минерализации в породах моллюдовожской, погурейской, кокпельской и моллюдмусюрской свит, в магматических породах пожемского и орангьюганско-лемвинского комплексов.

Больше всего пунктов минерализации (22) находится среди пород *моллюдовожской свиты*. Чаще всего она в виде примазок малахита и азурита присутствует в метабазах, реже в песчаниках и конгломератах. Иногда встречается вкрапленность сульфидов и гидрокарбонатов меди в кварцевых жилах и прожилках среди моллюдовожских вулканитов. Содержания меди в этих пунктах минерализации – от сотых долей процента до 0,83 %, серебра – до 4 г/т (IV-4-15).

В осадочных породах *погурейской свиты* выявлено 15 пунктов минерализации меди. Обычно они связаны с кварцевыми, кварц-карбонатными и эпидот-хлорит-кварцевыми жилами и прожилками, содержащими вкрапленность борнита и халькозина, примазки малахита и азурита. Содержания меди в кварцевых жилах могут достигать, по штуфному опробованию, 1,5 % (III-4-14), серебра до 8–15 г/т (IV-4-61). Часть медной минерализации в погурейской свите связана с зонами рассеянной пиритизации длиной от 1,8 км (IV-4-41) до 8 км (IV-4-44). Содержание Cu в них не превышает 0,02 %, Zn – 0,1 %, As – 0,02 %, Au – 0,6 г/т, Pb – 0,015 %. Группа из шести пунктов минерализации связана с локальными участками преимущественно убогой вкрапленности сульфидов меди и галенита в алевритистых зеленых сланцах погурейской свиты. Содержания Cu, по штуфному опробованию, могут достигать 1,53 % (IV-4-52).

В вулканогенно-осадочных породах *кокпельской свиты* выявлено девять пунктов минерализации меди. Так же, как и в породах погурейской свиты, медная минерализация локализуется в субсогласных зонах пиритизации и гидротермальных изменений, кварцевых прожилках в амфиболовых, хлорит-

амфиболовых сланцах и порфиритах. Длина зон пиритизации – от первых сотен метров до 2,5 км. Содержания Cu – до 0,01–0,48 %, Ag – 5 г/т, Au – 0,03 г/т (IV-4-28). Заслуживает внимания точка (IV-4-37), где был опробован линзообразный желвак кварца с примазками малахита в хлорит-серицитовых сланцах. Анализ штучной пробы показал, что, кроме повышенных содержаний стандартного набора рудных элементов (Cu 0,94 %, Ag 2 г/т, Au 0,01 г/т), здесь отмечаются также высокие концентрации Ni (0,08 %) и W (0,012 %).

Среди пород *молюдмусюрской свиты* известно 14 пунктов минерализации меди. По нашему мнению, все они гидротермального типа и относятся к медно-кварцевой жильной рудной формации. Половина из них локализуется в кварцевых прожилках и зонах окварцевания среди вулканитов, реже в осадочных породах. Наиболее высокие концентрации меди отмечаются в двух пунктах. В одном случае (IV-4-26) кварцевые прожилки среди метадолеритов с примазками малахита содержат 0,8 % Cu, 30 г/т Ag. В другом (IV-4-25) в зоне окварцевания среди песчаников с вкрапленностью борнита и халькозина содержания Cu достигают 1,97 %, при мощности зоны 2,1 м. В остальных точках минерализация связана с примазками малахита и редкой вкрапленностью борнита вдоль плоскостей рассланцевания туфов, порфиритов и филлитов. Длина таких зон может достигать 300 м при мощности до 5 м (III-4-15), содержания меди – до 0,05 %.

Некоторая часть пунктов минерализации меди локализуется в магматических породах *пожемского* (5) и *орангьюганско-лемвинского комплексов* (3). В кислых породах пожемского комплекса отмечаются два вида минерализации. Один приурочен к зонам пиритизации, длина которых в крупных телах риолитовых порфиров может достигать 5,5 км, при мощности 30–50 м с содержаниями Cu 0,05 %, Pb 0,0005 %, Zn 0,004 % (IV-4-50). Второй представлен примазками малахита, вкрапленностью и мелкими прожилками халькопирита и борнита в фельзит-порфирах (III-4-20). Медная минерализация в основных породах *орангьюганско-лемвинского комплекса* также связана либо с кварцевыми прожилками и жилами с рассеянной медной минерализацией, либо с примазками малахита и редкой вкрапленностью борнита в габбродолеритах. Длина минерализованных зон в габброидах достигает 200 м при мощности 30 м, содержания Cu – до 0,1 % (III-4-22).

Таким образом, для всех вышеописанных меднорудных объектов, независимо от вмещающих пород, характерны зоны метасоматических изменений, пиритизация, окварцевание, широкое развитие кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков с медной минерализацией. Кроме того, на медное оруденение, видимо, позже была наложена гидротермальная золоторудная минерализация [117].

В пределах Западно-Лемвинской подзоны на изучаемой площади известен один пункт минерализации меди неизвестного генезиса, расположенный на правом берегу р. Кокпела в осадочных породах няньворгинской свиты (III-4-2). Среди углисто-кремнистых сланцев Н. В. Лютиковым [115] описан горизонт с желвакоподобными обособлениями тонкого пирита. Горизонт прослежен по простиранию на 300 м, при мощности 15 м. Содержание Cu (видимо, в пиритовых желваках) – 0,02 %, примесей других химических элементов не обнаружено.

Подобные желваки частично лимонитизированного пирита были встречены в коре выветривания по породам няньворгинской свиты на правом берегу р. Пага [136]. Желваки крупного размера (до 15 см в диаметре и более) внутри полые. По данным ПКСА, содержание в полностью лимонитизированных желваках Ni – 0,01 %, Cu – 0,01 %, As – 0,02 %, Ag – 2 г/т.

Свинец присутствует в виде редкой вкрапленности галенита в зонах пиритизации совместно с пиритом и халькопиритом в группе Юганских медных проявлений (IV-4-33; IV-4-47; IV-4-63), а также в некоторых пунктах минерализации меди гидротермального типа. Содержания свинца на этих объектах, как правило, не превышают тысячных и сотых долей процента и только в отдельных штуфных пробах могут достигать 0,3 и 0,7 % (IV-4-63; IV-4-47). Практического значения не представляет.

Никель. На площади работ представлен одним пунктом минерализации, вероятно, принадлежащим к черносланцевой рудной формации (II-4-10). Геохимическое опробование углеродисто-кремнистых сланцев пагинской свиты выявило повышенные концентрации в них никеля и ряда других химических элементов. По данным ПКСА установлены содержания Ni – 0,3 %, W – 0,03 %, V – 0,04 %, Mo – 0,005 %, Ag – 0,8 г/т [136].

Следует также отметить повышенные содержания никеля в углисто-кремнистых породах харотской и няньворгинской свит, где кларк его концентрации превышает региональный фон в 4–6 раз.

Вольфрам. Выявлено пять пунктов минерализации вольфрама. Все они локализируются в осадочных породах харотской и няньворгинской свит и, предположительно, относятся к черносланцевой рудной формации. Большая их часть связана с углисто-кремнистыми породами харотской свиты. Аномальные содержания W 0,04–0,05 %, сопровождаются повышенными концентрациями Ni 0,15–0,2 %, V 0,03–0,08 %, Mo 0,004–0,006 %, Ag 0,6–1,5 г/т, Zn 0,03–0,05 %, Ge 0,0004 % (II-4-11, II-4-12); P₂O₅ 1,83 % (II-4-9).

В кремнистых породах няньворгинской свиты содержания вольфрама могут достигать 0,04 %, Ni – 0,1 %, Cr – 0,1 %, Be – 0,00015 %, Ag – 0,06 г/т (IV-3-2).

Редкие металлы на описываемой территории представлены цирконием, бериллием, ниобием, танталом и группой редкоземельных элементов. Известно одно проявление гидротермально-метасоматического типа редкоземельно-редкометалловой апогранитной рудной формации и пункт минерализации неустановленной рудной формации.

Проявление Нижнекопсельское (III-4-5) выявлено А. И. Водолазским [76] и расположено на водоразделе ручьев Брекчиевый и Покойница-Шор.

В структурном плане располагается на западном крыле крупной антиклинали и локализуется в вулканогенно-осадочных отложениях моллюдовской свиты, нарушенных густой сетью дизъюнктивных нарушений преимущественно субмеридиональной и субширотной ориентировок. Первые имеют характер крутых сбросов и выражены зонами дробления мощностью от долей

метра до первых метров. Вторые можно классифицировать как сбросо-сдвиги, сопровождаемые маломощными зонами милонитизации и зеркалами скольжения.

Редкоземельно-редкометалльное оруденение вскрыто канавами и приурочено к пластовым телам альбитизированных риолитов с повышенной радиоактивностью от 30 до 100 мкР/ч. Протяженность отдельных выходов измененных риолитов – от первых десятков метров до первых сотен метров. Мощность тел изменяется от 0,5 до 6 м.

В альбитизированных риолитах обнаружена вкрапленность ортита и сфена – до 1–2 %. Повышенная радиоактивность имеет ториевую природу. Средние содержания полезных компонентов в телах метариолитов, по данным химических анализов, составляют (%): Zr 0,375 (до 0,6), ΣTR_2O_3 0,273, Nb_2O_5 0,052, Ta_2O_5 0,0079, BeO 0,008. Во вмещающих породах присутствуют примазки малахита и редкая вкрапленность халькозина и борнита. Количество серебра находится в пределах 0,2–13 г/т.

По данным Н. В. Лютикова [115], прогнозные ресурсы проявления до глубины 100 м по категории P_1 составляют (тыс. т): Zr 10, TR 3,5, Nb 1,4, Ta 0,2, Be 0,2. Ресурсный потенциал суммы редких земель на проявлении А. И. Водолазским [76] оценивался в 7,5 тыс. т.

Из рудовмещающих альбитизированных риолитов была отобрана проба для определения абсолютного возраста (U-Pb метод по цирконам). По результатам анализа, возраст рудовмещающих пород составляет $151 \pm 1,7$ млн лет и отвечает поздней юре [136]. Омоложение возраста риолитов пожемского комплекса могло произойти из-за нарушения баланса между свинцом и ураном в процессе метасоматоза. Однако не исключено, что в пределах описываемой территории в зонах гравитационного разуплотнения на глубине присутствуют магматические образования, связанные юрской тектоно-магматической активизацией, обладающие повышенной радиоактивностью и имеющие редкометалльную специализацию.

В песчаниках кокпельской свиты (IV-4-38) по результатам ПКСА обнаружены повышенные содержания циркония – 0,5 %. В породах вместе с цирконием выявлены концентрации Y – 0,05 %, Nb – 0,012 %, Sc – 0,008 %, V – 0,03 %, Ti – 0,8 %. Рудную формацию установить не удалось.

В пределах листа Q-41-XV в шлихах обнаружены необычные сферические образования размером 0,1–0,2 мм. Эти бесцветные или розоватого цвета сферолиты анизотропные, с высоким показателем двупреломления. Присутствуют в тяжелой фракции большинства шлиховых проб, отобранных на площади работ. Микронзондовый анализ показал высокое содержание в них циркония. Судя по вышеприведенному описанию, можно предположить, что сферолиты представляют собой циркониевое стекло, образование которого, возможно, связано с выпадением метеоритного вещества.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное. Предыдущими исследователями [80, 115, 117] на площади работ было выявлено одно проявление благородного металла золото-сульфидного типа (Молюдмусюрское) и один пункт минерализации, предва-

рительно отнесенный к типу зон стратиграфических несогласий. Кроме того, переопробование проявлений гидротермальной медной минерализации показало попутную примесь золота в рудах, относящихся к жильной медно-кварцевой формации.

Проявление Молюдмусюрское (IV-3-19) расположено на левом берегу р. Молюдмусюр. Локализуется в теле метасоматически измененных риолитов пожемского комплекса. Оруденение связано с зоной пиритизации длиной 350 м при ширине элювиальных развалов до 100 м. Риолиты в различной степени пиритизированы, ожелезнены и баритизированы. С пиритом ассоциирует рассеянная вкрапленность халькопирита, галенита и сфалерита. В экзоконтакте висячего бока риолитов алевролиты погурейской свиты окварцованы, карбонатизированы и несут редкую вкрапленность и тончайшие прожилки халькопирита как в секущих жилах карбонатного и кварц-карбонатного состава, так и в самой породе. Мощность зоны наиболее интенсивной сульфидизации – около 6 м при длине 50 м. По данным А. И. Водолазского [80], установлены содержания Cu – 0,005 %, Pb – 0,025 %, Zn – 0,1 %, As – 0,01 %. Более поздними работами [117] на проявлении было выявлено Au в количестве 0,3–1,1 г/т, Ag – 1,3–10,8 г/т, Pb – до 0,14 %, Zn – до 0,13 %.

По материалам Н. В. Лютикова [115], на правом борту р. Погурей в базальных конгломератах погурейской свиты из прослоя песчаников была отобрана протолочка, в которой обнаружен знак золота (II-4-15). Зерно плоское, неправильной формы, края золотины слегка загнуты, цвет желтый со слабым красноватым оттенком, размер – 0,25 мм. Песчаники содержат мелкую гальку алевролитов и метабазальтов, видимо, относящихся к молюдвожской свите. Кроме золота в тяжелой фракции присутствуют халькозин, циркон, гематит. Золоторудная минерализация предположительно относится к типу зон стратиграфических несогласий, формации золото-ураноносных конгломератов.

Геохимические поиски по потокам рассеяния, проведенные в пределах листа, выявили 14 геохимических ореолов золота различного размера и контрастности [136]. Наиболее крупный и контрастный ореол расположен в южной части листа (IV-2-16) и пространственно контролируется Грубеинским надвигом. Содержания золота на локальных участках могут достигать 0,26–1,0 г/т. К наиболее контрастным можно также отнести аномалии золота на реках Ниж. Кокпела – Au 15 мг/т (III-4-9), Молюдмусюр-Ю – Au 50 мг/т (IV-3-14), Игядейюган – Au 5–20 мг/т (IV-4-64). Количество благородного металла в остальных ореолах низкая и не превышает 4–5 мг/т. Потоки рассеяния золота рассматриваются нами как поисковый признак прогнозируемого на глубине слабо проявленного и «слепого» коренного золотого оруденения.

Золото россыпное. Всего на описываемой территории, по материалам В. Н. Гессе [18], выделено восемь шлиховых потоков золота. Во всех шлиховых пробах устанавливается только знаковое золото, весовых концентраций не отмечается.

Шлиховые потоки зафиксированы в долинах рек Кокпела (III-1-1, III-2-5, IV-2-1), Тарьяха (IV-1-3), Молюдмусюр-Ю (IV-2-18), Молюдвож (IV-3-5), Пага (II-4-8) и Пальник-Ю (II-4-1).

Величина зерен золота не превышает 0,5 мм, форма округлая, лепешковидная, окатанность значительная. Поверхность золотинок бугристо-ямчатая, цвет желтый, с красноватым оттенком. По мнению В. Н. Гессе [18], золото в современном аллювии является переотложенным из ледниковых и флювиогляциальных отложений, так как шлиховые пробы из них также содержат знаки золота.

По нашим данным, все шлиховые потоки золота имеют поисковое значение и тяготеют к областям гравитационного разуплотнения среды, с которыми мы связываем присутствие на глубине интрузивов гранодиоритового состава и выделяем Кокпельскую потенциальную золоторудную зону.

Для достоверного прогноза территории на россыпное золото необходимо, в рамках рекомендуемых общих поисков на коренное золото в пределах Кокпельской потенциальной золоторудной зоны, предусмотреть проходку горных выработок глубиной до плотика на основных водотоках площади.

Серебро. Самостоятельных рудных объектов не выявлено. Встречается попутно в проявлениях меди и описано в разд. «Цветные металлы». Повышенные концентрации меди от 0,15 до 2,38 % сопровождаются содержаниями серебра в первые десятки г/т (III-4-18, III-4-21, IV-4-63). Максимально высокие концентрации серебра (до 340 г/т) отмечаются на Моллюдвожском проявлении медистых песчаников (IV-4-31). Медное оруденение, связанное с породами магматических комплексов, как правило, содержит относительно меньшие концентрации серебра, чем оруденение, локализованное в осадочных породах – 1,8–5 г/т (IV-4-2, IV-4-10).

Металлы платиновой группы коренные. На листе Q-41-XV выявлено два типа коренной платиноидной минерализации. Первый связан с эффузивами основного состава в пределах Восточно-Лемвинской структурно-формационной подзоны, второй локализуется среди осадочных углеродсодержащих пород Западно-Лемвинской структурно-формационной подзоны.

Платиноидная минерализация в метадолеритах моллюдвожской и базальтовых и андезибазальтовых порфиритах моллюдмусюрской свит авторами относится к *платинометалльной малосульфидной ультрамафит-мафитовой* рудной формации. Содержания платины в отдельных пробах не превышают 10–20 мг/т. Вероятнее всего, платина входит в состав сульфидов Fe, Cu и Ni, так как в свободном состоянии в шлихах она практически не фиксируется [36].

Второй тип платиноидной минерализации связан с углеродсодержащими осадочными породами Западно-Лемвинской СФ подзоны. Этот тип нами относится к *стратиформному в осадочных углеродистых толщах*. Платиноидное оруденение выявлено в харотской, пагинской и няньворгинской свитах в пределах Собско-Пальникского марганец-баритового рудного района (табл. 6).

Здесь в разрезе силура–девона благороднометалльная минерализация обнаружена в углеродисто-кремнистых сланцах, кремнях и кремнистых породах, песчаниках, алевролитах и известняках. При этом содержания Pt не превышают 10–15 мг/т.

Таблица результатов опробования на платину и палладий пород Кокпельской площади

Номер пробы	Pt, мг/т	Pd, мг/т	Описание пород	Возраст
7-Б	15		Q на контакте с осн. породой, примазки малахита	$O_{1-2}md$
17		5	Сланцы по основн. вулканитам	RF_3-C_1ml
17-П	15		Долериты	RF_3-C_1ml
18/2	10		Метапесчаник с Q-карбонатными прожилками	$O_{1-2}md$
28/17	10		Алевролит	D_2-C_1nv
28/18	15		Песчаник	$D_{1-2}pg$
30	10		Кремнистый сланец	D_2-C_1nv
33/10	20		Долерит эпидотизированный	$O_{1-2}md$
531-А	10		Желвак кварца в сланцах со следами малахита	O_{1kk}
552	12		Метаандезибазальт гематитизированный	RF_3-C_1ml
559	10		Известняк	D_2-C_1nv
563/1	10		Долериты, эпидотизир., хлоритизир., актинолизир.	$O_{1-2}md$
565	10		Сланцы по основн.(?) вулкан. с примазками малах.	RF_3-C_1ml
581	12	5	Кора в. по углисто-глинистым алевролитам	D_2-C_1nv
581/1	10		Кора в. по углисто-глинистым сланцам	D_2-C_1nv
581/3	15		Кора в. по углисто-глинистым сланцам	D_2-C_1nv
581/6	10		Кора в. по углисто-глинистым сланцам	D_2-C_1nv
581/10	10		Кора выветривания по алевролитам	D_2-C_1nv
581/11	10		Кора в. по углисто-глинистым сланцам	D_2-C_1nv
1078	10		Метапесчаник	$D_{1-2}pg$
2041/2	10		Алевросланец с Fe и Mn	$D_{1-2}pg$
2060/2	10		Полосчатая кремнистая порода	S_1-D_1hr
2060/3		5	Кремнистая порода	S_1-D_1hr
2061/1	15		Кремнистая порода	D_2-C_1nv
2063/3	10		Песчаник	$D_{1-2}pg$
2065/13	15		Углеродисто-кремнистый сланец	$D_{1-2}pg$
2065/29	10		Углеродисто-кремнистый сланец	$D_{1-2}pg$
2065/31	10		Углеродисто-кремнистый сланец	$D_{1-2}pg$
2065/35	10		Углеродисто-кремнистый сланец	$D_{1-2}pg$
2066/4	10		Углеродисто-кремнистый сланец	$D_{1-2}pg$
2067/2	10		Кремнистая порода	S_1-D_1hr
2067/3	15		Кремнистая порода	S_1-D_1hr
2067/4	10		Кремнистая порода	S_1-D_1hr
2067/7	10		Углеродисто-кремнистый сланец	S_1-D_1hr
2072/2	10		Туфопесчаник	$D_{1-2}pg$
2073/1	10		Углеродисто-кремнистая порода	D_2-C_1nv
2073/4	15		Известняк	D_2-C_1nv

Номер пробы	Pt, мг/т	Pd, мг/т	Описание пород	Возраст
2073/5	10		Песчаник с гидроокислами Fe-Mn	D ₂ -C _{1IV}
2073/7	10		Песчаник	D ₂ -C _{1IV}
2073/8	10		Известняк	D ₂ -C _{1IV}
2073/9	10		Алевросланец известковистый	D ₂ -C _{1IV}
2077/5	15		Кремень	D _{1-2pg}
2429	10		Окисленная Mn руда (Mn 0,3 %)	D ₂ -C _{1IV}

В ассоциации с Pt в небольших количествах может присутствовать Au (4–20 мг/т) и очень редко Pd (5–10 мг/т). Изучение коры выветривания по углисто-глинистым сланцам няньворгинской свиты не выявило сколько-нибудь существенного повышения содержания платиноидов по сравнению с коренными породами (Pt 10–15 мг/т, Pd 5 мг/т).

Наиболее детально в отношении платиноидов изучался разрез няньворгинской свиты. По нашим наблюдениям, относительно повышенные содержания платиноидов в разрезе свиты присутствуют не повсеместно и чередуются с совершенно безрудными интервалами. В шлихах, отобранных в этом районе, самородная платина обнаружена не была, поэтому логично предположить, что платиноиды скорее всего входят в состав рассеянных сульфидов.

Это подтверждается вычислением парных коэффициентов корреляции между химическими элементами для кремнистых пород няньворгинской свиты. Значимая положительная связь устанавливается между суммой платиноидов (Pt, Pd) с литием, медью, цинком и свинцом. Однако в углисто-кремнистых породах такая положительная связь отсутствует. Для известняков няньворгинской свиты установлена положительная связь между Pt и Pd с барием и отрицательная связь со свинцом.

Золото относительно редко присутствует вместе с платиной. Там, где это удалось обнаружить, породы, как правило, или окварцованы или содержат сульфиды. Парный коэффициент корреляции в таких пробах между золотом и платиной положительный (+0,59), а его величина приближается к значимому значению для данного объема выборки (0,63).

Таким образом, впервые на описываемой площади были установлены признаки коренной платиноносности черносланцевых отложений Собско-Пальникского РР.

Платина россыпная. Всего на описываемой территории известно два шлиха, в которых были обнаружены знаки платины. По материалам В. Н. Гессе [18], в шлихе из русловых отложений нижнего правого притока р. Кокпела было выявлено шесть знаков платины. Платина представлена стально-серыми удлинненными зернами толщиной 0,02 мм и длиной 0,2 мм с крючковатым и неровным изломом. В. Н. Гессе предполагает, что платина была вымыта из флювиогляциальных отложений.

На правом безымянном притоке среднего течения р. Пальник-Ю, в 2 км на север от Пальникского месторождения баритов нами отобран шлик, в котором обнаружено два знака платины. Форма комковатая, зерно слабоокатанное. Предположительно оно также связано с размывом моренных отложений [136].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Бариты на листе Q-41-XV представлены Пальникским проявлением и одним пунктом минерализации.

Пальникское проявление (П-4-4) расположено в нижнем течении р. Пальник-Ю. В литературе и отчетах нередко интерпретируется как месторождение, однако в процессе оценочных работ на самом объекте были подсчитаны только авторские прогнозные ресурсы. Оценка проводилась горными выработками и буровыми скважинами до глубины 218 м.

Баритоносный горизонт представляет собой пачку пород с неравномерно распределенными линзовидными телами монобаритовых и кремнисто-баритовых руд, а также слоев, незначительно обогащенных конкрециями барита. Контуры рудных тел определялись по результатам химического анализа при бортовом содержании 28%. Оруденение прослежено по простиранию на 2150 м при мощности от 0,7 до 11,2 м. По падению рудная зона прослежена до глубины 185 м. На флангах проявление не оконтурено.

Оруденение гидротермально-осадочного типа, кремнисто-карбонатной рудной формации локализуется в верхней части разреза пагинской свиты. Пластообразные стратифицированные тела баритовых руд участвуют во всех пликативных и дизъюнктивных дислокациях совместно с вмещающими породами. На проявлении выделяется два типа баритовых руд.

Кремнисто-баритовые руды преобладают и представляют собой агрегат глинисто-кремнистых сланцев с заключенными в них конкрециями барита. Руды нередко содержат стяжения пирита округлой формы. Химический состав кремнисто-баритовых руд (%): BaSO_4 – 28–55,28, SiO_2 – 20–68, Fe_2O_3 – до 5,5, Al_2O_3 – до 11,2, CaO – 1,1, MgO – 4,9. Минеральный состав: барит, кварц, кремнистое вещество, гидрослюда, хлорит. В незначительных количествах присутствует фосфатное и углистое вещество.

Существенно баритовые руды встречаются значительно реже, представлены баритом с примесью кремнистого вещества и хлорита, что отражает их химический состав (%): BaSO_4 – 71,95–81,35, SiO_2 – 1,04–9,9, Fe_2O_3 – 1,15–1,39, Al_2O_3 – 1,4–3,65, CaO – 0,77–5,88, MgO – 1,66–2,0. Технологические испытания показали пригодность баритовых руд для получения баритового утяжелителя высших сортов путем гравитационного обогащения.

Прогнозные ресурсы барита категории P_1 оцениваются на проявлении в 7,295 млн т, P_2 – в 1,728 млн т при среднем содержании барита 43,69 и 36,78% соответственно [113]. В целом по рудному полю апробированные ресурсы по категории P_1 составляют 3 млн т, P_2 – 5 млн т [132].

На площади известен один пункт минерализации барита (IV-4-51) гидротермального типа в риолитах пожемского магматического комплекса. Предположительно, минерализация относится к баритовой жильной рудной формации. По данным ПКСА, в минерализованных кварц-карбонатных жилах содержание Ва значительно больше 1%, Y – 0,03%, Zr – 0,12%, W – 0,004%, Mo – 0,0008% и Ag – 0,2 г/т.

Флюорит. Известно два пункта флюоритовой минерализации среди пород няньворгинской свиты (III-4-6, III-4-10), которая локализуется в прожилках кварц-кальцитового состава среди темно-серых известняков. Мощность зоны минерализации – 3–5 м, протяженность – до 50 м. Флюорит присутствует в виде мелких (3–5 мм) зерен фиолетового цвета от единичных знаков до 1–2 %. Встречаются гнезда диаметром до 10–15 мм. Тип минерализации стратиформный, рудная формация – карбонатно-флюоритовая. Сопутствующих полезных компонентов не обнаружено. Возраст известняков – фаменский.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. На площади известно семь пунктов минерализации фосфоритовой терригенной рудной формации в осадочных породах различного возраста.

Харотская свита представлена четырьмя пунктами минерализации (IV-2-7, IV-2-8, IV-2-10, IV-2-12). Фосфорит присутствует в виде тонкораспыленной криптозернистой массы с содержанием P_2O_5 по химическому анализу от 1,56 до 6,98 %. В одном случае (IV-2-12) наиболее высокие содержания фосфора сопровождались повышенной радиоактивностью до 54 мкР/ч при фоне 6–10 мкР/ч.

В *яйюской свите* выявлен один пункт минерализации фосфоритов (III-3-8). Оруденение локализовано в пласте углистых аргиллитов мощностью 5 м, насыщенном фосфатно-кремнистыми конкрециями. Форма конкреций шаровидная, линзовидная, размер составляет первые сантиметры в поперечнике. Степень насыщенности пласта конкрециями – 20–25 %, содержания P_2O_5 по одной пробе 12,07 %.

На р. Пага среди углисто-кремнистых сланцев *пагинской свиты* (II-4-7) были выявлены маломощные прослои, содержащие желваки желтоватобурого цвета размером в поперечнике от 1 до 5 см. С поверхности они лимонитизированы, а внутри имеют черную окраску. По данным силикатного анализа, содержание в желваках P_2O_5 – 15,74 %, V – 0,02 %, Y – 0,03 %, Ni – 0,02 %, Zn – 0,04 %, Ag – 0,8 г/т.

Еще один пункт фосфоритовой минерализации (II-3-4) связан с элювиальными развалами кремнистых пород *няньворгинской свиты*, где силикатным анализом определены содержания P_2O_5 в 7,3 %. В этих же пробах, по данным ПКСА, обнаружено повышенное количество V – 0,02 %, Y – 0,012 %, Ag – 0,8 г/т.

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический и пьезоэлектрический. На площади известно три пункта минерализации горного хрусталя (IV-2-6, IV-2-11, IV-3-3). Все они расположены среди пород пагинской свиты, в районе слияния рек Молюдвож и Молюдмусюр-Ю.

Кварцевые жилы небольшой мощности связаны с кварцитовидными песчаниками. Мощность полосы окварцевания – 2–3 м. Жильный кварц молочно-белый, хрусталеносные прожилки сложены стекловидным кварцем. Размер прозрачных кристаллов не превышает 2–3 см.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Опоки. На рассматриваемой территории известно одно месторождение и шесть проявлений опок и опоковидных песчаников. Все они расположены на равнине в северо-западной части листа Q-41-XV. Опоки и тесно связанные с ними опоковидные песчаники образуют в верхней части разреза верхнемеловых отложений выдержанный стратиграфический горизонт мощностью от 5 м на северо-востоке до 20 м на юго-западе. Для северо-восточной части характерно переслаивание опок с опоковидными песчаниками, на юго-западе горизонт представлен только опоками.

Месторождение Сармаюское (I-1-1) расположено на территории в районе ст. Сарма-Ю Северной ж. д., на правом и левом берегах р. Сярма. Его описание дается по материалам Н. И. Золотаревой [100]. Месторождение разведано для обеспечения Воркутинского и планировавшегося к постройке Ухтинского цементных заводов. Опоки месторождения предполагалось использовать в качестве активной минеральной (гидравлической) добавки для производства пуццолановых портландцементов.

Полезная толща относится к сантонскому ярусу верхнего мела и представлена глиноземистыми опоками, подстилаемыми и перекрываемыми кварц-глауконитовыми песчаниками того же возраста. Вскрытая мощность полезной толщи – 2–18,7 м (средняя 8,57 м), мощность вскрыши – 1,6–25 м (средняя 12 м).

Химический состав опок (%): SiO_2 – 62,15–78,99; FeO – 0,79–2,59; Fe_2O_3 – 2,94–9,44; Al_2O_3 – 4,23–14,27; CaO – 0,35–1,09; MgO – 1,52–2,21; SO_3 – 0,39–1,95; P_2O_5 – 0,02–0,12; Na_2O – 0,25–0,34; K_2O – 0–1,41; H_2O – 8,2; TiO_2 – 0,59–0,62. Объемный вес опок 1,52–1,77 г/см³, естественная влажность 22,5–58,9%, активность по поглощению CaO 337,1–377,6 мг за 30 суток, набухание 25–27 см³. Предел прочности цемента на сжатие при добавлении опок увеличивается с 319 до 321–372 кг/см², а на растяжение – с 18 до 28–32,5 кг/см². Опоки рекомендуются для изготовления пуццоланового цемента и как высококачественная добавка (20%) для бесклнкерного цемента. Месторождение представлено двумя объектами, учитываемыми Территориальным балансом запасов как Левобережный участок и Участок № 3.

Левобережный участок расположен на левом берегу р. Сярма. Разведка на участке проведена в 1957–1958 гг. [143], по результатам которой подсчитаны запасы, учитываемые ТБЗ по категориям в млн т (млн м³): А – 0,306 (0,173); В – 0,352 (0,199); C_1 – 0,161 (0,091), А + В + C_1 – 0,726 (0,41). Кроме того, подсчитаны забалансовые запасы опок, залегающих ниже уреза р. Сярма: $A_2 + B + C_1$ – 0,726 млн т (0,41 млн м³).

Участок № 3 расположен на правом берегу р. Сярма, в 3,5 км к северо-западу от ж/д станции Сарма-Ю. Мощность полезной толщи изменяется от 2,0 до 18,7 м. Верхнемеловые отложения перекрыты покровом четвертичных отложений, мощность которых варьирует от 1,6 до 25 м.

В 2007 г. выполнено горно-геологическое обоснование застройки Сармаюского месторождения объектом «Система магистральных газопроводов Бованенково–Ухта» [99]. На его основании ТКЗ Коминедра протоколом № ТПИ/5 от 17.08.2008 г. перевела балансовые запасы, находящиеся в грани-

цах испрашиваемого под застройку участка, в забалансовые на срок строительства и эксплуатации газопровода. После чего по состоянию на 1.01.2012 г. по Участку № 3 Сармаюского месторождения ТБЗ учитываются запасы по категориям (млн м³): А – 0,193; В – 0,289; С₁ – 0,921; А + В + С₁ – 1,403; С₂ – 0,374; забалансовые 17,29 [140]. Месторождение по суммарным запасам относится к категории средних, по статусу – к законсервированным.

Проявление р. Пальник-Ю (I-3-3). Мощность горизонта опок – 0,2–1,0 м, вскрыши – до 5,6 м.

Проявление Низовьев р. Пальник-Ю (I-4-2). Мощность горизонта опок – от 1,5 до 2,0 м.

Проявление р. Кокпела (III-1-3) расположено в нижнем течении р. Кокпела. Мощность горизонта опок – 1,5–2,0 м.

Проявление левобережья р. Пага (III-2-1) расположено на водоразделе рек Пага и Юнка. Мощность пласта опок 3,1 м, мощность вскрыши – 1,8 м.

Проявление Пальникшорское (III-2-3) расположено в районе руч. Пальниккурья. Мощность пласта опоквидных песчаников – 4,6 м, мощность вскрыши – 0,8 м.

Проявление левобережья р. Кокпела (IV-1-1) расположено на склоне высоты с отм. 175,1 м. Мощность горизонта опок – 1,5–2,0 м.

Опоки вышеперечисленных проявлений могут быть использованы для изготовления пуццоланового цемента и абразивного материала.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Глинистые породы

Представлены двумя месторождениями ленточных кирпичных глин, связанных с породами четвертичного возраста, описание которых приводится по отчету Н. И. Золотаревой [100].

Сармаюское месторождение ленточных глин (I-1-3) расположено на правом берегу р. Уса, в 200 м к юго-востоку от ст. Сарма-Ю. Месторождение представлено ледниково-морскими глинами роговской серии эоплейстоценового возраста. Мощность продуктивных отложений находится в интервале от 2,6 до 20 м (средняя 5,77 м), средняя мощность вскрыши – 1,8 м. Химический состав глин (%): SiO₂ – 56,74–78,38; Fe₂O₃ – 2,8–7,6; Al₂O₃ – 7,1–20,3; CaO – 1,05–2,52; MgO – 0,54–2,93; SO₃ – 0–0,5; ппп – 3,4–9,1. Число пластичности глин – 4,7–12,7; второй класс пластичности по Аттербергу. Глины относятся к кислым и полукислым, по степени огнеупорности к легкоплавким (< 1350 °С). Естественная влажность – 17,79–43,07 %; уд. вес – 2,67–2,77 г/см³; величина воздушной усадки – 6,66–10,0; коэффициент чувствительности к сушке – 0,69–0,89; объемный вес черепка при t° 1000 °С 1,98–2,02 г/см³; водопоглощение при 1000 °С 8,32–11,0 %; коэффициент морозостойкости – 0,73–0,87; средняя механическая прочность изделия на изгиб – 36,6–55,3 кг/см², на сжатие – 198,2–256 кг/см². По заключению лаборатории стройматериалов УГГУ, глины пригодны для производства кирпича марок «100» и «150». Вскрышные пески могут быть использованы в дорожном строительстве.

Запасы месторождения утверждены ТКЗ № 3 1959 г. Остаточные запасы месторождения по состоянию на 1.01.2012 г. составляют по категориям

(млн м³): А – 0,416; В – 1,112; С₁ – 0,791; А + В + С₁ – 2,319; С₂ – 0,715. Сводным балансом запасов кирпичных глин на территории Республики Коми месторождение учитывается как резервное [141]. По запасам месторождение относится к категории средних, законсервировано.

Месторождение «Горняк» ленточных кирпичных глин (I-3-6) расположено на левом берегу р. Уса, ниже устья р. Грубеель. Полезная толща представлена ледниково-морскими глинами роговской серии эоплейстоценового возраста. Мощность пласта глин – 6–12 м, мощность вскрыши 0,5–3,0 м. Химический состав глин (%): SiO₂ – 61,36; Al₂O₃ – 16,84; Fe₂O₃ – 8,29; FeO – 1,98; CaO – 2,13; MgO – 2,7; ппп – 5,71. Температура вспучивания 1100 °С, температура плавления – 1200–1250 °С. Глина может быть использована для производства кирпича высокого качества, а также тонкой керамики. По материалам Н. И. Золотаревой [100], запасы глины на месторождении по категории С₂ составляют 8,0 млн м³, что соответствует масштабу среднего месторождения. Запасы глин на объекте не утверждены, их прирост возможен. Месторождение законсервировано.

Обломочные породы

Песчаники. Темно-серые, почти черные кварцитопесчаники пагинской свиты, благодаря декоративным свойствам, могут быть использованы в качестве облицовочного материала. Породы твердые, плотные, прекрасно полируются, хорошо противостоят морозному выветриванию, представлены двумя объектами в ранге проявлений (III-3-5, IV-2-5).

Строительные пески и песчано-гравийные смеси. На описываемой площади известны малые месторождения ПГС и песка. Все они локализируются в аллювиальном террасовом комплексе (1, 2, 3, 4 террасы) верхнего звена неоплейстоцена–голоцена. Их запасы, за исключением утвержденных ТКЗ, приведены по материалам Н. И. Золотаревой [100]. Наиболее хорошо изучено Сивомаскинское месторождение.

Сивомаскинское месторождение (I-3-5) строительного песка и ПГС расположено на правом берегу р. Уса в 9 км на юг от ж/д станции Сивая Маска. По материалам Н. И. Золотаревой [100], месторождение приурочено к надпойменному террасовому комплексу р. Уса, полезная толща представлена аллювиальными отложениями. В основании разреза залегает песчано-гравийная смесь с содержанием гравия 10–60,7%, выше находятся мелко- и тонкозернистые пески, по латерали переходящие в супеси. Средняя мощность полезной толщи – 4,8 м. Перекрывающие отложения представлены озерно-болотным торфом мощностью 0,4–1,6 м. Пески по размеру обломочного материала относятся к мелким с незначительным превышением содержания глинистых частиц и в естественном виде могут использоваться в дорожно-строительных работах без ограничений. ПГС не отвечает требованиям ГОСТ 23735-79 по содержанию глинистых частиц и в естественном виде может использоваться только для отсыпки насыпей и возведения земельного полотна автодорог.

Запасы песка и ПГС оценены по категории С₁ в объеме 1,669 млн м³, в т. ч. обводненных 0,591 млн м³; ПГС – 0,238 млн м³, в т. ч. обводненной ПГС 0,084 млн м³. Запасы утверждены Комиссией по запасам полезных ископае-

мых Минприроды РК протоколом № 180 от 30.12.2008 г. [142]. Месторождение по количеству запасов относится к категории малых. Возможность прироста запасов отсутствует.

Месторождение эксплуатируется ООО «Центр» по лицензии ВОР 00592 ПЭ. Остаточные запасы по состоянию на 1.01.2012 г. по категории C_1 – 1,301 млн m^3 .

Месторождение песка и ПГС Карьер № 8 (I-1-2) расположено на левом берегу р. Сярма-Ю, в 0,7 км вверх по течению от ж/д моста. Мощность песков и ПГС – 5,6 м, мощность вскрыши – 2,2–3,8 м. ПГС можно использовать в качестве балласта, а перекрывающие пески и супеси – для отсыпки дорожного полотна. Запасы ПГС на месторождении по категории C_1 составляют 0,037 млн m^3 ; песка и супеси по категории C_1 0,014 млн m^3 . Запасы не утверждались. Прирост запасов возможен. Месторождение отнесено к категории малых. Законсервировано.

Месторождение песка и ПГС Карьер № 9 (I-1-4) расположено на правом берегу р. Сярма-Ю, в 2 км ниже по течению от ж/д моста. Мощность песчано-гравийной смеси – 2,5–3,8 м, песков (вскрышные породы) – 0,5–1,9 м. Полезная толща может быть использована для отсыпки железнодорожного полотна. Запасы ПГС по категории C_1 составляют 0,024 млн m^3 , песка – 0,017 млн m^3 . Запасы не утверждались, их прирост ограничен. Месторождение относится к категории малых. Законсервировано.

Месторождение ПГС Карьер № 371 (I-2-2) расположено на левом берегу р. Сивая Маскашор, выше ж/д моста. Мощность продуктивных отложений – 7,1 м, мощность вскрыши – 1,8 м. Песчано-гравийная смесь может быть использована при дорожном строительстве. Запасы ПГС на месторождении составляют по категории C_1 0,3 млн m^3 . Запасы не утверждались, возможен их прирост. Карьер разрабатывался при строительстве железной дороги. Месторождение малое. Законсервировано.

Месторождение песка и ПГС Карьер № 11 (I-2-4) расположено на правом берегу р. Уса. Полезная толща прослежена от устья р. Филат-Ель вверх по течению реки на 1,5 км. Ее мощность – 3,45 м, мощность перекрывающих осадков – 0,4–1,0 м. Песчано-гравийная смесь может быть использована в качестве балласта, вскрыша, представленная мелкозернистым песком, – при отсыпке дорожного полотна. Запасы ПГС месторождения по категории C_1 составляют 0,246 млн m^3 ; песка по категории C_1 – 1,0 млн m^3 ; суммарные запасы на 1979 г. по категории C_1 – 0,264 млн m^3 . Запасы не утверждались. Месторождение разрабатывалось при строительстве железной дороги. Относится к категории малых. Законсервировано.

Месторождение песка и ПГС Карьер № 14 (I-3-4) расположено на правом берегу р. Мескашор, в 0,8 км выше устья. Полезная толща приурочена к аллювиальным отложениям. Мощность песков – 0,5–4,4 м, песчано-гравийных отложений – 2,3–4,0 м. Грунтовые воды расположены на глубине 1–4 м, вскрыша практически отсутствует. Песок может быть использован для отсыпки дорожного полотна в сухих местах, песчано-гравийная смесь – в качестве балласта. Запасы песка на месторождении по категории C_1 составляют 0,324 млн m^3 ; ПГС – 0,116 млн m^3 . Запасы не утверждались, относится к категории малых. Законсервировано.

Месторождение строительных песков Карьер № 10 (I-2-3) расположено на правом берегу р. Филат-Ель, в 0,9 км ниже слияния рек Филат-Ель I и Филат-Ель II. Полезная толща связана с аллювиальными отложениями. Мощность песков – 12,5–13,0 м, мощность вскрыши – 2–2,3 м. Уровень грунтовых вод находится на глубине 3,2–5 м. Пески могут быть использованы для отсыпки дорожного полотна. Запасы песков по категории С₁ на месторождении составляют 1,316 млн м³. Запасы не утверждены. Месторождение малое по масштабу, прирост запасов возможен. Законсервировано.

Месторождение песка Карьер № 12 (I-3-7) расположено на правом берегу р. Уса, в 0,7 км ниже по течению от совхоза «Горняк». Полезная толща связана с аллювиальными отложениями. Мощность песков – 5–10 м, мощность вскрыши – 0,1–0,5 м. Глубина залегания грунтовых вод – 2,9–4,25 м. Пески могут быть использованы в дорожном строительстве. Запасы песка на месторождении по категории В составляют 0,6 млн м³; С₂ – 3 млн м³. Запасы не утверждены. Прирост запасов возможен. Месторождение разрабатывалось при строительстве железной дороги и по масштабу относится к категории малых. Законсервировано.

ПРОЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глауконит. Глауконитсодержащие песчаники верхнего мела широко развиты на территории листа. Их выходы известны в долинах рек Уса, Пальник-Ю, Пага и Кокпела. Продуктивные отложения залегают в нижней части разреза глауконит-опоковой толщи [89]. Мощность пластов находится в интервале 3–7 м. Прослеженная протяженность – от первых сотен метров до нескольких километров. Содержание глауконита в песчаниках – 50–70%. Выход глауконита из сырья составляет 50–59%. В качестве примеси в песчаниках присутствует цирконий (до 0,5%) [87]. Глауконитсодержащие песчаники представлены следующими проявлениями.

Проявление Усинское (I-3-1) относится к наиболее крупным объектам этого типа. Расположено в северной части планшета на левом берегу р. Уса. Представлено горизонтом глауконитовых песчаников мощностью 5,4 м, расположенном на глубине 2 м от поверхности. Выход глауконита из сырья составляет 56%. Перспективы площади на глауконит не оценивались.

Проявление р. Уса (I-2-1). Мощность продуктивного горизонта не указана. Мощность вскрыши – 3–4 м.

Проявление р. Пальник-Ю (I-3-2). Видимая мощность пласта глауконитового песчаника – 3 м, мощность вскрыши – 3–4 м.

Проявление оз. Пальник-Ты (I-4-1). Видимая мощность пласта глауконитового песчаника – 2,5–3 м, вскрыша отсутствует.

Проявление Ур. Пальник-Щелья (III-1-2). Видимая мощность пласта глауконитового песчаника – 2,5–3,5 м, вскрыша отсутствует.

Проявление р. Пага (III-2-2). Видимая мощность пласта глауконитового песчаника – 6,5–7 м, вскрыша отсутствует.

Проявление р. Кокпела (IV-1-2). Видимая мощность пласта глауконитового песчаника – 2,5–3 м, вскрыша отсутствует.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Исследуемая территория (лист Q-41-XV), согласно современным представлениям [25, 153], располагается в пределах Новоземельско-Уральского минерагенического пояса. В его составе в границах рассматриваемого листа выделяются три минерагенические мегазоны (ММЗ): Предуральская, Западно-Уральская и Центрально-Уральская. Первая находится в северо-западной части листа, вторая – в юго-восточной. Граница между ними проводится по западной границе Лемвинского аллохтона. При этом образования, относящиеся к Предуральской ММЗ, прослежены скважинами параметрического бурения и сейсмическими данными на 25–30 км к востоку под подошвой аллохтона. К Центрально-Уральской ММЗ относятся блоки доуралид в составе Лемвинского аллохтона.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Особенности геологического строения и характер проявления рудной и нерудной минерализации на площади листа позволяют сделать заключение о связи формирования концентраций полезных ископаемых с развитием бассейнов осадконакопления и тектоно-магматическими процессами, происходившими в течение трех основных этапов развития региона: позднерифейско-раннекембрийского (байкальского), позднекембрийско-триасового (каледоногерцинского) и юрско-кайнозойского (альпийского). В соответствии с этим выделяются три одноименные минерагенические эпохи.

Позднерифейско-раннекембрийская минерагеническая эпоха

Минералогия этой эпохи в пределах листа может быть охарактеризована лишь по аналогии с прилегающей с юга территорией ввиду незначительности распространения позднерифейско-раннекембрийских образований (молюдово-вожская свита) и отсутствия значимых проявлений полезных ископаемых. На площади установлены только слабоповышенные содержания минералов платиновой группы (МПГ) в основных вулканитах, вероятно, сингенетического происхождения и проявление редких земель, связанное с кислыми вулканитами (Ш-4-5). Южнее на территории Ляпинского антиклинория с данной эпохой

связаны многочисленные проявления золоторудного, вольфрамово-молибденового, редкометалльного и уранового оруденений в связи с гранитоидными интрузивными комплексами коллизионной стадии байкалид [25].

Каледоно-герцинская минерагеническая эпоха

Минерагеническая специализация данной эпохи обусловлена геодинамическими обстановками, существовавшими в пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ, в различные стадии развития пассивной окраины ВЕК. Рудообразование проходило в три этапа: рифтогенный, собственно пассивной окраины континента и коллизионный.

Рудные объекты рифтогенного этапа ($\text{Є}_3\text{--O}_1$) представлены золото-сульфидной (месторождение Дальнее за южной рамкой листа) и бедной медно-колчеданной минерализацией (III-4-18; IV-4-33; IV-4-5) в связи с внедрением гипабиссальных тел орангъюганско-лемвинского габбродолеритового и пожемского риолитового комплексов. Также известны признаки ископаемых метаморфизованных россыпей золота в базальных горизонтах погурейской свиты (II-4-15), сформированные, вероятно, за счет размыва рудных образований нижнего структурного этажа и стратиформного гидротермально-осадочного оруденения типа медистых песчаников в отложениях молюдмурской свиты (Молюдвожское – IV-4-31).

Со среднего ордовика по поздний карбон в условиях континентального склона пассивной окраины все рудообразование приурочено к определенным стратиграфическим уровням и носит исключительно осадочный (гидротермально-осадочный) характер. Оно представлено:

- силикатно-карбонатным марганцевым оруденением в верхах качамыльской свиты (Парнокское месторождение за пределами листа) [22];
- микрозернистыми и конкреционными фосфоритами (IV-2-10) в харотской свите (силур);
- гидротермально-осадочным баритовым оруденением (Пальникское проявление, II-4-4) в верхах пагинской свиты (средний девон);
- бедной карбонатно-силикатной марганцевой минерализацией в позднедевонских отложениях няньворгинской свиты (яшмоидная пачка – III-4-3);
- микрозернистыми и конкреционными фосфоритами, а также оруденением ванадиевой углеродисто-сланцевой формации в верхах воргашорской свиты (за пределами листа);
- стратиформным баритовым и марганцевым оруденением в верхах яйюской свиты (за пределами листа) [22].

Металлогения позднепалеозойского этапа связана с проявлением активационных и коллизионных процессов. В юго-западной части площади они проявили себя гидротермальной минерализацией горного хрусталя и флюорита (IV-2-11; III-4-6), прогнозируемым гидротермальным оруденением золото-сульфидно-кварцевой формации в связи с внедрением предполагаемых интрузивных массивов яйюского габбродиорит-гранодиоритового или погурейского плагиогранитового комплексов.

В пределах одновременно формирующегося Предуральского краевого прогиба, к которому относится северо-западная половина листа, на палео-

поднятиях в течение ранней (со второй половины кунгура) и средней перми происходит накопление терригенных угленосных отложений Печорского угольного бассейна, а с началом складчатости – формирование структурных и неструктурных (поднадвиговых) ловушек углеводородов Северо-Предуральской нефтегазоносной области.

Юрско-кайнозойская минерагеническая эпоха

Эпоха начинается с позднего триаса–юры, когда рассматриваемая площадь пенеценизируется и переходит к платформенному развитию. До позднего мела территория остается приподнятой, и в ее пределах формируются глинистые (каолинит-гидролюдистые) коры выветривания, не имеющие, однако, какой-либо определенной рудной специализации. В позднем мелу в пределах эпиконтинентального морского бассейна происходит накопление отложений глауконит-опоковой формации и формирование связанных с ними месторождений и проявлений опок (Сармаюское, I-1-1) и глауконита (Усинское, I-3-1).

В континентальных кайнозойских аллювиальных и озерно-ледниковых отложениях сформированы месторождения песчано-гравийного материала (Карьер № 8, I-1-2; Карьер № 14, I-3-4) и кирпичных глин (Сармаюское I-1-3; Горняк I-3-6).

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Ввиду преобладания на территории листа преимущественно сингенетических рудных объектов, связанных с осадконакоплением и отчасти с рифтогенным магматизмом, основными факторами контроля оруденения являются стратиграфический и магматический. Первый обуславливает приуроченность осадочного (гидротермально-осадочного) рудообразования (медистых песчаников, карбонатных марганцевых руд, микрозернистых и конкреционных фосфоритов, баритов, каменного угля, опок и т. п.) к описанным выше стратиграфическим уровням и осадочным формациям. Вторым обусловлен связью золото-кварц-сульфидного оруденения с внедрением интрузивных и гипабиссальных тел риолитов и долеритов. Поэтому на КЗПИ, как минерагенические факторы 1-го рода, цветом выделены рудоносные формации погурейской, моллюдмусюрской, пагатинской–качамыльской нерасчлененных, харотской, пагинской, няньворгинской и яйюской свит, а также рудогенерирующие и рудовмещающие тела пожемского риолитового и орангьюганско-лемвинского габбродолеритового комплексов. Также в качестве рудоносных формаций рассматриваются лекворкутская, интинская и сейдинская свиты, содержащие пласты каменного угля на прилегающих листах [25]. Однако ввиду того, что они на дневную поверхность не выходят, так как полностью перекрыты меловыми отложениями, в легенде на карте и в условных обозначениях пермские свиты даны полосатой штриховкой.

В качестве благоприятной среды для локализации медного и свинцово-цинкового жильного оруденения рассматриваются образования моллюдвожской, погурейской и кокпельской свит. Поэтому их поля на КЗПИ также выделены цветом.

В качестве важных тектонических факторов контроля на листе выделяются рудоконтролирующие разломы. К ним относятся главные надвиги: Фронтальный – Лемвинского аллохтона и Грубеинский. Первый обуславливает западную границу Зилаиро-Лемвинской СФЗ и ее специфическую минерагению в пределах листа. Второй разделяет образования Западно-Лемвинской и Восточно-Лемвинской подзон, которые существенно различаются своими минерагеническими особенностями. Западно-Лемвинская подзона практически амагматична и несет признаки исключительно осадочного рудообразования. В Восточно-Лемвинской подзоне широко проявлены магматизм рифтогенной стадии уралид и связанное с ним эндогенное оруденение.

К факторам второго рода отнесены гипотетические интрузивные тела гранитоидного состава, предположительно сформированные в коллизионную стадию уралид, выделенные на основе интерпретации отрицательных аномалий гравитационного поля. Есть мнение, что в их апикальных зонах может быть локализовано нескрытое процессами эрозии золото-кварц-сульфидное оруденение, признаками которого являются литогеохимические аномалии золота, установленные при сопровождающих геохимических поисках [136]. Одно из предполагаемых гранитоидных тел находится в центре, дешифрируемой на дистанционной основе кольцевой структуры. Ее контуры рассматриваются так же, как один из факторов пространственного контроля данного типа оруденения.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Минерагеническое районирование территории базируется на установленной или предполагаемой связи полезных ископаемых с вещественными комплексами, сформированными в описанные выше минерагенические эпохи, а также на их пространственной приуроченности к элементам структурно-формационного районирования.

Центрально-Уральская минерагеническая мегазона представлена тектоническими блоками «бескорневых» доуралид, относимых, согласно легенде, к Ляпинской вольфрам-золоторудной минерагенической зоне [153].

Ляпинская вольфрам-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, W/RF₃-С₁; Р) на описываемой площади представлена северным фрагментом Лемвинского урановорудного района (1.1U), к которому относятся тектонические блоки доуралид молдвожской свиты позднего рифея–раннего кембрия в составе Восточно-Лемвинского пакета покровов Лемвинского аллохтона. Непосредственно на территории листа данные образования какой-либо явно выраженной рудной специализации не имеют, за исключением проявления редких земель Нижнекопбельское (Ш-4-5). Они являются лишь благоприятной средой для локализации бедной медной и свинцово-цинковой минерализации кварцево-жильного типа, источник которой, предположительно, может быть связан с более поздней вулканической активностью в рифтогенную стадию уралид (С₃-О₂) или с перераспределением рудного вещества в коллизионную их стадию. Возраст формирования оруденения в минерагенической зоне в целом принимается как позднерифейско-раннекембрийский с ремобилизацией рудного вещества в перми.

Западно-Уральская минерагеническая мегазона представлена на площади листа частью Зилаиро-Лемвинской золото-барит-марганцеворудной минерагенической зоны ($2 \text{ Mn,ba,Au/C}_3\text{-P}$), границы которой совпадают с контурами Лемвинского аллохтона.

С начальной рифтогенной стадией развития зоны ($\text{C}_3\text{-O}$) связано широкое проявление кислого и основного магматизма, представленного пожемским риолитовым и орангьюганско-лемвинским габбродолеритовым комплексами, с которыми связывается оруденение золото-кварц-сульфидной формации, жильное медное и медно-свинцовое оруденение. Основная минерагения зоны определяется гидротермально-осадочным баритовым, марганцевым и фосфоритовым оруденением, которое типично для батиальных осадочных комплексов глубокого шельфа, континентального склона и его подножия.

В пределах Зилаиро-Лемвинской МЗ располагаются фрагменты Погурей-Тыкотловского медь-золоторудного и Собско-Пальникского фосфорит-марганец-баритового рудных районов.

Погурей-Тыкотловский медь-золоторудный район ($2.1 \text{ Au,Cu/C}_3\text{-P}$) находится в юго-восточной горной части рассматриваемой территории. Локализован в пределах Восточно-Лемвинского пакета покровов, восточнее линии Верхнепарнокского надвига. Для него характерны многочисленные проявления и точки минерализации меди гидротермального типа, медно-кварцевой жильной рудной формации. К отложениям моллюдмусюрской свиты раннего-среднего ордовика, по представлениям предшествующих исследователей [80, 115], в районе приурочена формация медистых песчаников (Моллюдвожское проявление).

В пределах Погурей-Тыкотловского РР, на площади листа Q-41-XXI находится Пожемависский золоторудный узел ($2.1.1 \text{ Au}$) с месторождением золота Дальнее (II-2-9) и группой аналогичных рудопроявлений. Прямые и косвенные признаки этого типа оруденения прослежены на север, вплоть до южной рамки описываемого листа – Q-41-XV [137]. По результатам геохимических поисков площадь Пожемависского рудного узла была продолжена на описываемую территорию за счет включения в его состав в верховьях р. Игдейюган перспективного на золото участка Ближний (IV-4-64) [136].

Собско-Пальникский фосфорит-марганец-баритовый рудный район ($2.2 \text{ ba,Mn,Ф/O}_2\text{-C}_3$) пересекает площадь с северо-востока на юго-запад и локализован в пределах Западно-Лемвинского пакета покровов. Наибольший практический интерес представляет гидротермально-осадочное баритовое оруденение, которое локализуется в верхней части разреза пагинской свиты (Пальникское проявление). По материалам А. И. Водолазского [80], в пределах рудного района на двух стратиграфических уровнях – силурийском (харотская свита) и ранне-среднекаменноугольном (яйюская свита) выделяются фосфориты осадочного происхождения, представленные микрозернистым и конкреционным типами. Последними работами [136] признаки фосфоритовой минерализации были выявлены также в разрезах пагинской и няньворгинской свит. На позднедевонском уровне (няньворгинская свита) в районе отмечаются признаки гидротермально-осадочного марганцевого оруденения. Марганцевое оруденение этого же типа, по аналогии с районом Парнокского месторождения, предполагается на средне-верхнеордовикском уровне (качамыль-

кская свита). Преимущественно по результатам литогеохимических поисков в пределах района выделена Пальник-Мусюрская потенциальная марганцеворудная зона (2.2.1 Mn) [136], в основном совпадающая с полосой развития вышеуказанных свит.

Кроме уже перечисленных полезных ископаемых, в пределах Собско-Пальникского РР выявлены признаки благороднометалльной минерализации. В отложениях харотской, пагинской и няньворгинской свит установлены повышенные содержания платины и палладия (5–15 мг/т), которые связаны преимущественно с кремнистыми или глинисто-углистыми породами. Отдельные находки платины фиксируются также в песчаниках и известняках перечисленных свит. Платиноидная минерализация, предположительно, относится к гидротермально-осадочному типу и связывается с черносланцевой формацией [136].

По результатам проведенных работ на территории листа, в пределах Зилаиро-Лемвинской МЗ [136] прогнозируется Кокпельская потенциальная золоторудная зона (0.0.1 Au), которая занимает секущее положение по отношению к структурам Лемвинского аллохтона и поэтому не включается ни в один из описанных выше рудных районов.

Предуральская минерагеническая мегазона выделяется в северо-западной части листа в контурах Предуральского краевого прогиба, выполненного морской молассой юньягинской серии и континентальной угленосной молассой воркутской (интинская, лекворкутская свиты) и печорской (сейдинская свита) серий.

В пределах прогиба в северо-западной части листа находится Печорский угольный бассейн (3 УБ, УК/Р), представленный частью Воркутинского каменноугольного района (3.1 УК). В северо-западной половине листа выделяется Северо-Предуральская нефтегазоносная область (4 Н, Гз/С–Р), представленная частями Кочмесского (4.1 Н, Гз) и Интинско-Лемвинского нефтегазоносных (4.2 Н, Гз) районов, а также Восточно-Лемвинским потенциальным газоносным (4.3 Гз) районом. Все вышеперечисленные минерагенические таксоны в пределах листа перекрыты осадками позднего мела.

Ниже приводятся перспективы площади на полезные ископаемые и закономерности их размещения по минерагеническим подразделениям.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ И ПРОГНОЗ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ляпинская вольфрам-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, W/RF₃–С; Р). Лемвинский урановорудный район потенциальный (1.1 U).

Редкие и редкоземельные металлы. В пределах описываемого листа известно одно проявление редких металлов и редкоземельных элементов гидротермально-метасоматического типа, редкоземельно-редкометалльной апогранитовой рудной формации (Нижнекокпельское проявление, III-4-5). Оруденение связано с альбитизированными риолитами пожемского(?) комплекса. Возраст его, предположительно, совпадает с возрастом комплекса. Источником рудного вещества являются высокорadioактивные риолиты. Породы мо-

людовожской свиты явились только благоприятной средой для локализации оруденения. Прогнозные ресурсы на проявлении по категории P_1 до глубины 100 м оцениваются: сумма редкоземельных элементов (TR) 7,5 тыс. т; ниобия 1,4 тыс. т; тантала 0,2 тыс. т; циркония 10 тыс. т [115]. В результате апробации Роскомнедр (по состоянию на 1.01.1993 г.) ресурсы на учет не поставлены ввиду несоответствия современным геолого-экономическим обоснованиям [132]. По нашему мнению, проявление перспективно и заслуживает дальнейшей оценки.

Перспективы выявления промышленного редкометалльного оруденения нижнекокпельского типа, выходящего на дневную поверхность на других участках площади, по мнению авторов, небольшие. Рудовмещающие породы достаточно высоко радиоактивны (100 мкР/ч), и пропуск контрастной и обширной радиометрической аномалии при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 был маловероятен. Присутствие слабо проявленного и слепого оруденения РЗЭ на площади теоретически не исключено.

Погурей-Тыкотловский медь-золоторудный район (2.1 Au,Cu/С₃-P).

На описываемой территории минерагеническую специализацию района определяют медь, свинец и золото.

Медь. Практически все многочисленные проявления и пункты минерализации меди Кокпельской площади расположены в пределах Погурей-Тыкотловского медь-золоторудного района. Медная минерализация почти повсеместно представлена гидротермальным типом медно-кварцевой жильной формации. Этот тип медной минерализации практического интереса не представляет. Оруденение контролируется субсогласными зонами расланцевания, метасоматоза и пиритизации, как среди магматических пород, так и во вмещающих их породах. Возраст медного оруденения, предположительно, поздний кембрий–средний ордовик. Возраст совпадает со временем внедрения магматических комплексов пожемского риолитового и орангьюганско-лемвинского габбродолеритового, а также с вулканической деятельностью в раннем–среднем ордовике. Источником меди, предположительно, являются магматические породы, внедрение которых по времени совпадает с первым этапом формирования колчеданного оруденения на Полярном Урале [39].

Некоторые исследователи считают, что многочисленные проявления медной рудной минерализации могут быть индикатором не выходящего на дневную поверхность гидротермального оруденения [3, 136]. Это косвенно подтверждается присутствием на некоторых объектах этого типа гидротермальной прожилковой баритовой минерализации, которая в рядах вертикальной геохимической зональности рудных месторождений является универсальным показателем надрудной части практически любого типа гидротермального оруденения [49].

Второй выделяемый в районе тип медной минерализации связан с формацией медистых песчаников и представлен Молюдовожским проявлением (IV-4-31). Предыдущими исследователями на этом объекте прогнозные ресурсы меди по категориям P_2 были оценены в 50 тыс. т [114] и P_3 – 500 тыс. т [132, 146]. Авторские прогнозные ресурсы Н. В. Лютикова на Молюдовожском проявлении считает обоснованными, а проявление перспективным. По-

сле проведения оценочных работ проявление может перейти в категорию малых месторождений.

Геохимическое опробование разреза песчаников моллюдмусюрской свиты на площади работ показало, что они не содержат сингенетических повышенных концентраций меди. Средние содержания этого металла находятся на уровне фона. Результаты проведения геохимических поисков по потокам рассеяния также не зафиксировали никаких аномальных содержаний меди в местах выхода на дневную поверхность отложений моллюдмусюрской свиты. Поэтому перспективы выявления формации медистых песчаников на площади работ за пределами собственно Моллюдовожского проявления мы считаем весьма низкими, и предложенная оценка ресурсов по категории P_3 [132, 146] нам представляется малообоснованной.

Серебро. Самостоятельных рудных объектов не образует, встречается совместно с медным и золотым оруденением. Перспективы площади на серебро неясные и, предположительно, могут быть связаны с золотым оруденением, которое всегда содержит примесь этого металла. Прогнозные ресурсы серебра по категории P_2 были подсчитаны на Моллюдовожском проявлении меди и оценены в 10 т [114].

Золото коренное. Целенаправленные поиски коренного золота на территории Погурей-Тыкотловского медь-золоторудного района проводились под руководством В. М. Макова [117]. Были переопробованы на золото все известные проявления медной минерализации и зоны пиритизации. После чего, несмотря на то, что невысокие содержания золота выявлены практически на всех опосредованных объектах, был сделан вывод о малой перспективности на золото изученных проявлений.

По результатам геохимических поисков по потокам рассеяния (IV-4-64) нами в южной части Погурей-Тыкотловского РР был выделен перспективный на золото участок Ближний [136]. Участок вплотную примыкает к южной рамке планшета и является фактически продолжением на север Пожемависского золоторудного узла, выделяемого на листе Q-41-XXI [137]. На перспективном участке прогнозируется не вскрытое процессами эрозии оруденение золото-сульфидно-кварцевой рудной формации.

По материалам Д. Н. Ремизова [137], источником рудного вещества проявлений Погурей-Тыкотловского РР, видимо, являются магматические породы пожемского риолитового и орангьюганско-лемвинского габбродолеритового комплексов, с которыми пространственно тесно связаны все золоторудные объекты Пожемависского РУ. Время формирования оруденения предположительно определяется как ранний–средний ордовик. Золоторудная минерализация контролируется зонами метасоматического изменения, как в магматических, так и во вмещающих породах (березитизация, аргиллизация).

Площадь Пожемависского РУ за счет листа Q-41-XV была увеличена на 66 км², и в ее пределах до глубины 100 м были оценены прогнозные ресурсы золота. Подсчет проводился методом аналогии. В качестве эталонного объекта была выбрана хорошо изученная южная часть Пожемависского РУ. Для расчета использовались материалы Д. Н. Ремизова и др. [137].

Прогнозные ресурсы Пожемависского РУ без месторождения Дальнее и группы проявлений составляют 134,5 т (P_3) при площади 750 км². Удельная

продуктивность на 1 км² равна 179,3 кг золота. В результате пересчета удельной продуктивности Кокпельской площади с коэффициентом подобия 0,3 продуктивность снижается до 53,8 кг/км². При площади рудного узла на территории листа Q-41-XV 66 км² прогнозные ресурсы золота по категории Р₃ составляют 3,55 т.

Для оценки Погурей-Тыкотловского РР на золото рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 25 000, на участке Ближний – поиски масштаба 1 : 10 000.

Собско-Пальникский фосфорит-марганец-баритовый рудный район (2.2 ба, Mn, Ф/О₂-С₃) является наиболее продуктивным в отношении выявленных и прогнозируемых видов полезных ископаемых на площади листа Q-41-XV, к которым относятся марганец, бариты, фосфориты и металлы платиновой группы.

Марганец. Прямых признаков марганцевого оруденения в виде проявлений и пунктов минерализации за исключением ПМ Ш-4-3 (приуроченного к няньворгинской свите) на площади не выявлено. Однако в результате проведенных литогеохимических поисков по потокам рассеяния оконтурены восемь геохимических аномалий с содержаниями в донных осадках марганца от 0,5–2% (Ш-3-1, IV-2-17 и др.) до 10–12% (II-4-5), которые пространственно тяготеют к полям развития пагатинской, кибатинской, качамылькской свит нерасчлененных и няньворгинской свите. Как указывалось выше, к качамылькской и няньворгинской свитам приурочены традиционные для Лемвинской зоны стратиформные уровни с промышленным силикатно-карбонатным и окисно-карбонатным марганцевым оруденением. Поэтому наличие аномалий марганца позволяет прогнозировать оруденение этого типа в пределах выделенной по результатам литогеохимических поисков *Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоны* (2.2.1 Mn). Зона вытянута по простиранию пород и охватывает поле няньворгинской свиты, восточную часть поля развития пагатинской, кибатинской, качамылькской нерасчлененных свит и включает все приуроченные к ним аномалии марганца (II-4-5, II-4-14, Ш-3-1, Ш-3-2, Ш-3-10, IV-2-9, IV-2-17, IV-3-1). В пределах потенциальной рудной зоны выделяется четыре наиболее продуктивных участка, перспективные на выявление марганцевого оруденения в отложениях няньворгинской (Пага, Поперечный, Мусюрский) и качамылькской (Самсоновы Горы) свит.

В 1983 г. Н. В. Лютиковым [113] опробованы пограничные слои ордовика и залегающие на них терригенно-кремнистые отложения харотской свиты. В обохренных тектонитах по алевролитам и песчаникам было установлено повышенное содержание MnO до 7,5% (II-3-1, II-3-3).

По материалам В. Н. Гессе [18], ниже по склону в северо-западном направлении от Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоны в современных аллювиальных образованиях присутствует убогая железомарганцевая минерализация. Содержание перетолженного марганца в песках и галечниках не превышает 1–1,5%. Практического значения оруденение не имеет, но может указывать на источник выноса марганца с более высокого гипсометрического уровня, расположенного юго-восточнее в пределах прогнозируемой марганцеворудной зоны.

Модель формирования марганцевых руд. Марганцевое оруденение позднедевонского уровня на территории листа Q-41-XV определяется структурно-вещественным комплексом Собско-Пальникского фосфорит-марганец-баритового рудного района. В процессе проведения тематических и поисковых работ в течение 1991–2005 гг. [108, 127] в северной части района (Пайпудынская площадь) были установлены прогнозные критерии и поисковые признаки стратиформного марганцевого оруденения в кремнистых пакетах няньворгинской свиты. В пределах свиты рудоносными являются пачки измененных кремнистых пород (карбонатно-углеродисто-кремнистых, глинисто-кремнистых, кремнистых), таким образом, марганцевое оруденение тяготеет непосредственно к кремнистой части разреза. Эти образования своим происхождением обязаны глубоководному базальтовому вулканизму. Появление в разрезе кремнистых пород (особенно в сочетании с эффузивами) рассматривается многими исследователями как поисковый признак на марганец [56, 57].

Наличие железо-марганцевых соединений в яшмоидах может свидетельствовать о коагулированных продуктах вулканических эксгаляций [68]. Кроме того, кварцевая примесь в яшмоидах скорее всего имеет не терригенную, а вулканогенную природу [108]. Гипержелезистость и высокие содержания марганца, достигающие рудного уровня, свидетельствуют о добавке в кремнистые породы продуктов железомарганцевых растворов базитового генезиса.

По результатам геохимического опробования кремнистых пород няньворгинской свиты в пределах Собско-Пальникского рудного района была получена выборка проб, в которых содержания элементов-индикаторов Cu, Pb, Zn, Cd, Mo, Ni, Co, V, Ba, Sr, W и Ge превышают кларковый уровень от 1,5–3 до 10 раз и более, что подтверждает их вулканогенное происхождение [35, 56, 57, 60, 67, 68].

В пределах листа Q-41-XV в кремнистых образованиях няньворгинской свиты были обнаружены и опробованы обломки кремнистых пород с железо-марганцевым оруденением (Ш-4-3). Лабораторные исследования показали наличие марганцевой минерализации в пределах содержаний от 1% Mn (спектральный анализ) до 10% MnO (химический анализ) [136].

Таким образом, вышеизложенное позволяет определить прогнозируемый геолого-промышленный тип марганцевого рудогенеза как вулканогенно-осадочный морской глубоководный зоны сопряжения миогео- и эвгеосин-клинали, имеющий высокие перспективы для формирования марганцевых руд.

Весьма важным представляется то обстоятельство, что породный литологический комплекс няньворгинской свиты преимущественно кремнистого состава для Зилаиро-Лемвинской СФЗ является одновременно рудовмещающим, рудоформирующим и рудоконтролирующим структурным подразделением в стратиграфической схеме региона [108, 103, 127]. Руды по минеральному составу карбонатные и окисно-карбонатные. Главными их компонентами являются родохрозит, манганокальцит, олигонит. По карбонатам марганца развиваются окислы марганца.

Для подсчета прогнозных ресурсов марганца в Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоне в качестве эталонного объекта страти-

формной терригенно-кремнистой формации в отложениях няньворгинской свиты была выбрана Пайпудынская площадь с расположенным в ее пределах Собским потенциальным рудным полем [102]. Пайпудынская площадь находится на северном фланге Собско-Пальникского рудного района. Геохимические поиски были выполнены в пределах Пайпудынской марганцевоносной площади, где выделены 11 ореолов марганца общей протяженностью аномальной зоны около 40 км. Суммарная площадь аномалий – 8 км², их продуктивность – 1300 тыс. т м × %, или 162 тыс. т м × % на 1 км². Ресурсный потенциал (РПгха) марганца, по геохимическим данным, категории Р₂ на глубину 50 м составляет около 1,6 млн т, что вполне сопоставимо с геологическими данными (2,7 млн т; Н = 100 м).

Аналогичные параметры аномалий Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоны (в границах няньворгинской свиты) значительно выше: продуктивность – 27 307 тыс. т м × %, удельная продуктивность – 982 тыс. т м × % марганца на 1 км². Удельная продуктивность аномалий Мп, приуроченных к верхней части ордовика (парнокский тип), также выше и составила 754 тыс. т м × % на 1 км².

Прогнозная оценка Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоны проводилась по геохимическим данным. При подсчете прогнозных ресурсов категории Р₃ используется стандартная формула оценки потоков рассеяния.

$$Q \approx \alpha \frac{1}{40} p H,$$

где Q – прогнозные ресурсы (т), p – площадная продуктивность ореола (м² × %); H – глубина прогноза (м), т. е. вероятная вертикальная протяженность оруденения принимается 100 м; α – произведение понижающих коэффициентов (α₁, α₂, α₃), в т. ч. α₁ – доля балансовых руд в общих запасах полезного компонента в ореолах и потоках, α₂ – доля обогащения проб в зоне гипергенеза, α₃ – доля обогащения проб в потоках рассеяния; 1:40 – усредненная плотность горной массы (отвечает переходу от кубических метропроцентов к тоннам металла).

Для расчетов прогнозных ресурсов, полученных по результатам литохимических поисков, используются понижающие коэффициенты – α₁, α₂, α₃, применяемые в формуле. Они ближе к нижним допустимым пределам: α₁ = 0,2 – для аномальных участков в ранге рудных узлов и рудных зон; α₂ = 0,54 (расчетная величина); α₃ = 0,7–0,9.

Расчет проводился отдельно на марганцевое оруденение позднедевонского (няньворгинский тип) и позднеордовикского (парнокский тип) уровней. Зная ресурсы каждого перспективного участка и его площадь, определяем удельную продуктивность отдельно по каждому уровню.

По няньворгинскому типу она составляет 6,4 (Мп) млн т: 27,8 км² = 0,23 млн т/км², а по парнокскому типу 2,3 (Мп) млн т: 14,2 км² = 0,162 млн т/км². Площадь распространения няньворгинской и качамылькской свит в пределах Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоны составляет соответственно 64 и 36 км², при коэффициенте достоверности k = 0,5 прогнозные ресурсы (Р₃) в целом по рудной зоне составляют по

позднедевонскому уровню: $0,23 \text{ млн т} \times 64 \text{ км}^2 \times 0,5 = 7,4 \text{ млн т}$; по позднеордовикскому уровню: $0,162 \text{ млн т} \times 36 \text{ км}^2 \times 0,5 = 2,9 \text{ млн т}$.

Итого в пределах Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоны суммарные прогнозные ресурсы марганца по категории P_3 составляют 10,3 млн т. Прогнозные ресурсы в авторских цифрах апробированы в ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2012 г.

Для оценки Пальник-Мусюрской потенциальной марганцеворудной зоны рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 50 000. В пределах выделенных участков рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1:25 000 с использованием бурения в комплексе с геофизическими и геохимическими методами. Проходка канав из-за большой мощности моренных отложений и многолетней мерзлоты будет, вероятно, малоэффективна.

Благородные металлы (МПП). В пределах изучаемого листа авторами были впервые определены повышенные содержания МПП в кремнисто-черносланцевом комплексе пород харотской, пагинской и няньворгинской свит, вмещающих, предположительно, сингенетичное оруденение минералов платиновой группы (5–15 мг/т). Чаще всего платиновая и значительно реже палладиевая минерализация локализуется в кремнистых, углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых породах вышеперечисленных свит. В отдельных случаях она фиксируется также в известняках и песчаниках.

По данным ГДП-200 листа Q-41-ХП, в пределах Собско-Пальникского рудного района черносланцевая толща няньворгинской свиты платинозолотоносна. По отдельным штучным пробам в углеродистых сланцах свиты было установлено Au в количестве до 1,74 г/т, Pt – до 2,8 г/т [133].

Исходя из вышеизложенных фактов, можно предположить возможное региональное распространение в пределах Собско-Пальникского марганец-баритового рудного района благороднометалльной минерализации.

Предполагаемый геолого-промышленный тип – стратиформный в металлоносных (Ni-Mo, Zn-Ni) осадочных углеродистых толщах. Время формирования оруденения – с раннего силура по ранний карбон. Источник рудного вещества (Au, МПП), поступающего в бассейн осадконакопления, предположительно связан с ультраосновным магматизмом, широко проявленном на соседней площади, для которого характерны высокие кларки золота и платиноидов (Войкаро-Сынинский массив).

В целом для Собско-Пальникского РР в пределах территории листа подсчитан минерагенический потенциал платиноидов, который вычислялся методом простого расчета [51] по формуле:

$$Q = k \times S_x \times h_x \times C_{cp} \times d,$$

где Q – минерагенический потенциал; k – коэффициент подобия; S_x – площадь распространения; h_x – глубина прогноза; C_{cp} – среднее содержание; d – средняя плотность пород.

Если принять для расчета среднее содержание благородного металла 5 мг/т, то при коэффициенте подобия 0,1 среднее содержание платины составит 0,5 мг/т. При средней плотности пород $2,58 \text{ г/см}^3$ в 1 м^3 породы содержится 1,29 мг драгоценного металла, удельная продуктивность до глубины 100 м равна $129,15 \text{ кг/км}^2$. При площади выходов черносланцевых свит Соб-

ско-Пальникского РР в 319 км² минерагенический потенциал указанного района составит 41,2 т драгоценных металлов (МПП).

Бариты. В пределах площади листа Q-41-XV располагается *Пальникское потенциальное рудное поле* (2.2.0.1 ба) с Пальникским проявлением баритов (П-4-4).

В настоящее время это наиболее крупный рудный объект, расположенный на территории листа Q-41-XV, имеющий все шансы после проведения дополнительных исследований перейти в ранг крупного промышленного месторождения. Оруденение ранне-среднедевонского возраста контролируется терригенно-сланцевым комплексом верхней части разреза пагинской свиты. Представлено гидротермально-осадочной баритовой минерализацией кремнисто-карбонатной рудной формации. Содержание BaSO₄ – от 17 до 44,4 % (кремнисто-баритовые руды). В существенно баритовых рудах концентрация BaSO₄ – от 71,9 до 81,3 %.

Авторские ресурсы собственно Пальникского проявления оценены по категории P₁ в 7,3 млн т баритовой руды. Проявление высокоперспективное и после проведения разведочных работ может быть переведено в категорию крупных месторождений. Ресурсы Пальникского рудного поля составляют по категории P₂ 12,43 млн т баритовой руды со средним содержанием BaSO₄ 42,4 % [111, 113].

В результате апробации по состоянию на 1.01.1993 г. прогнозные ресурсы баритовых руд Пальникского рудного поля были утверждены Роскомнедра по категориям P₁ – 3 млн т, P₂ – 5 млн т [132].

Поисковые работы, проведенные предшественниками, а также геохимические поиски по потокам рассеяния показывают, что, несмотря на широкое распространение в пределах Собско-Пальникского РР отложений пагинской свиты, все перспективы на этот вид минерального сырья ограничиваются Пальникским потенциальным рудным полем.

Фосфориты. Фосфориты на территории листа Q-41-XV приурочены к породным комплексам Собско-Пальникского марганец-барит-фосфоритового рудного района, в пределах которого выделяются два генетических типа фосфатного оруденения – первично-осадочный и продуктов линейной тектонической зоны дезинтеграции.

Первично-осадочные фосфориты в свою очередь принадлежат к фосфоритовой терригенно-желваковой рудной формации и к фосфатной кремнисто-глинисто-карбонатной. Выделяются два основных фосфатоносных стратиграфических уровня: силурийский, связанный с черносланцевыми отложениями нижней части харотской свиты и ранне-среднекарбонатовый, приуроченный к черным сланцам и известняковым конглобрекциям яйносской свиты [25].

Все известные проявления представляют собой породы с низким содержанием P₂O₅, в лучшем случае могут относиться к низкокачественным рудам, не имеющим практического интереса. Однако эта убогая минерализация может служить источником фосфатного вещества для формирования метасоматических фосфоритов в зонах тектонической дезинтеграции, имеющих практический интерес как эпигенетические (метасоматические) фосфорные руды линейных тектонических зон.

Прогнозно-поисковая модель формирования эпигенетических (метасоматических) фосфоритов была разработана в результате исследования руд Софроновского месторождения, расположенного на Полярном Урале [125]. Основной тип фосфатной руды там представлен метасоматическими фосфоритами. Рудная залежь сложена франколитом с содержанием P_2O_5 20–40 % и приурочена к тектонической надвиговой зоне, висячем борту которой развиты первичные бедные микрозернистые фосфориты типа вышеописанных в разрезах харотской и яйюской свит. Мощность рудной залежи – от 20 м. Модель базируется на четырех факторах [126].

Тектонический фактор образует проницаемую среду в результате дезинтеграции горных пород, которая является своеобразным рудным коллектором. Наибольший объем проницаемого пространства образуется в процессе надвиговых дислокаций.

Литологический или субстратный фактор определяет состав конечного продукта в зоне дезинтеграции. Материнская порода, представленная содержащими фосфаты образованиями, является источником молекулярного комплекса (иона) PO_4^{3-} [59] для насыщения гидротермальных растворов, формирующих тела метасоматических фосфоритов (франколитов).

Геохимический фактор (барьер) предопределяет наличие геохимического экрана, роль которого заключается в изменении геохимической среды, протекании процессов замещения, химического осаждения полезного компонента. Для формирования эпигенетических фосфоритов геохимическим барьером служат карбонатные породы, которые на исследуемой площади распространены достаточно широко.

Гидродинамический фактор предопределяет функционирование открытой гидродинамической системы, обеспечивающей протекание гипогенно-гипергенных, эпигенетических процессов, перенос полезного компонента к месту замещения или химического осаждения и образование метасоматических фосфоритов.

Перечисленные факторы модели находятся во взаимосвязи друг с другом и являются достаточными и необходимыми условиями для формирования залежей вторичных фосфоритов.

Предлагаемая прогнозно-поисковая модель определяет формирование высококачественных фосфоритов (франколитов) в гипергенно-гипогенных условиях под воздействием гидродинамической (гидротермальной, вадозно-гидротермальной) системы, распространяющейся на значительную глубину. Процессы в коре выветривания воздействуют на франколитовые тела (по существу метасоматиты) в приповерхностной зоне, глинизируя верхнюю часть залежи. При этом теряется значительная часть карбонат-аниона CO_3^{2-} . Фосфатсодержащий субстрат различного генезиса, являясь поставщиком фосфат-аниона PO_4^{3-} [59] в гидродинамическую систему, в условиях тектонической дезинтеграции может быть переработан полностью или частично, но сам по себе уже не влияет на параметры конечного продукта – тел высококачественных фосфоритов. Модель многократно проверена в полевых условиях на севере Полярного Урала и подтверждена горно-буровыми работами на месторождениях, что говорит о ее достоверности.

Используя вышеперечисленные факторы модели, можно определить ресурсный потенциал высококачественных фосфоритовых руд в основных линейных (надвиговых) зонах Собско-Пальникского рудного района. Теоретический расчет ресурсов эпигенетических (метасоматических) фосфоритов в линейных тектонических зонах дезинтеграции горных пород при среднем содержании P_2O_5 25–30 % выполняется по формулам:

$$V = L \times h \times H \text{ (м}^3\text{)};$$

$$Q = L \times h \times H \times d = K \times V \times d \text{ (т)},$$

где: L – протяженность линейных зон (м); h – толщина продуктивной залежи (м); H – глубина прогноза (м); V – объем полезного ископаемого (м³); d – объемный (удельный) вес рудной массы фосфоритов (т/м³); Q – масса (вес) полезного ископаемого (фосфорита); K – коэффициент подобия.

Для расчета прогнозных ресурсов фосфоритов на площади листа Q-41-XV были использованы основные (протяженные) тектонические зоны надвигового характера при наличии как минимум трех факторов прогнозно-поисковой модели. Физические параметры подсчета ресурсов приведены с учетом рекомендаций специалистов ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» согласно «Протоколам рабочих совещаний при директоре института» от 4 декабря 2006 г. и 29 апреля 2007 г. [128].

Учитывая идентичность конечного продукта (франколитовые залежи), в линейных зонах, согласно положениям прогнозно-поисковой модели, коэффициент подобия (достоверности) можно было бы принять равным 0,5, однако в связи с отсутствием прямых находок франколитовых руд, что является результатом слабой изученности территории, принимаем $K = 0,1$.

Подсчет прогнозных ресурсов фосфоритов по Собско-Пальникскому рудному району в пределах листа Q-41-XV приводится ниже.

Исходные расчетные параметры:

- протяженность линейных тектонических зон – $L = 125$ км;
- принятая мощность продуктивной залежи – $h = 20$ м;
- глубина прогноза – $H = 50$ м;
- объемная масса полезного ископаемого – $V \text{ (м}^3\text{)} = L \times h \times H = 125\ 000 \text{ м} \times 20 \text{ м} \times 50 \text{ м} = 125\ 000\ 000 \text{ м}^3$;
- удельный вес рудной массы (эпигенетических фосфоритов) – $d = 2,0 \text{ т/м}^3$;
- масса полезного ископаемого – $Q = V \times d = 125\ 000\ 000 \text{ м}^3 \times 2,0 \text{ т/м}^3 = 250 \text{ млн т руды}$;
- среднее содержание полезного компонента в рудной массе – $C_{cp.} = 25 \%$ P_2O_5 ;
- масса P_2O_5 в руде – $Q_{\phi} = Q C_{cp.} = 250 \text{ млн т} \times 0,25 = 62,5 \text{ млн т } P_2O_5$;
- коэффициент подобия (достоверности) – $K = 0,1$.

С учетом всех показателей ресурсы P_2O_5 по категории P_3 по фрагменту Собско-Пальникского РР в пределах описываемого листа составляют 6,3 млн т.

Для оценки Собско-Пальникского фосфорит-марганец-баритового РР на МПГ и фосфориты рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 50 000.

Перспективные площади, выделяемые вне рудных районов

Кокпельская потенциальная золоторудная зона (0.0.1 Au) выделяется по результатам геохимических поисков по потокам рассеяния, интерпретации геофизических материалов и дешифрирования АФС.

На рис. 10 приведена карта локальных аномалий силы тяжести листа Q-41-XV, полученная энергетической фильтрацией аномалий Буге в окне 13×19 км. На нее вынесены линии предполагаемых тектонических нарушений, полученные процедурой автоматической трассировки осей максимальных градиентов силы тяжести. Расчет градиентных характеристик исходного гравитационного поля, а также все другие преобразования были выполнены с помощью комплекса «COSCAD 3D».

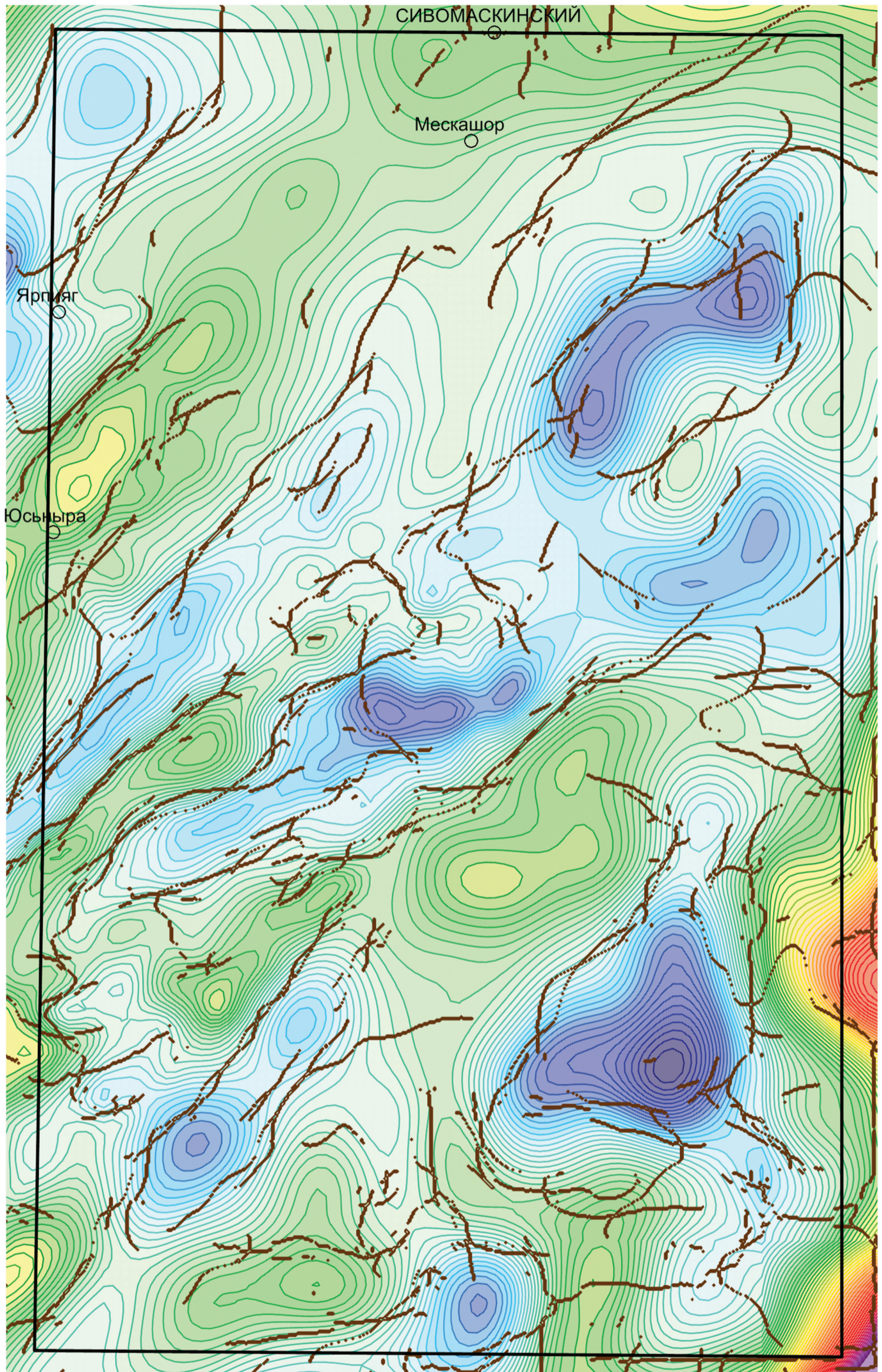
По данным интерпретации гравиразведки, на глубине в зонах разуплотнения прогнозируются интрузии гранодиоритового состава, не выходящие на дневную поверхность (рис. 10). Всего в пределах Кокпельской потенциальной золоторудной зоны выделяется четыре таких тела. Наиболее крупная предполагаемая интрузия пространственно контролируется зоной Грубеинского надвига, а остальные предполагаемые тела локализируются в пределах Западно-Лемвинской структурно-формационной подзоны.

Присутствие крупного интрузивного тела на глубине в верховьях рек Тумболова и Кокпела, по нашему мнению, косвенно подтверждается наличием вокруг него двойной кольцевой структуры, выделенной по данным дешифрирования АФС (внутренний контур) и интерпретации геофизических материалов (внешний контур). Находящиеся на глубине предполагаемые интрузивные тела, по одной версии, могут предположительно относиться к яйноскому габбро-диорит-гранодиоритовому или погурейскому плагиогранитовому комплексам верхнепалеозойского возраста. Эти комплексы установлены в пределах Восточно-Лемвинской подзоны и проявлены на соседних площадях за рамками описываемой площади [25]. По другой версии, на глубине могут находиться интрузии кислого состава более молодого – мезозойского возраста, связанные с последним этапом тектоно-магматической активизации в позднем триасе–юре. На этот вариант указывает определение в пределах Кокпельской потенциальной золоторудной зоны абсолютного возраста альбитизированных риолитов на Нижнекокпельском проявлении редких металлов и редкоземельных элементов. Возраст этих магматических образований среди вмещающих древних отложений моллюдовжской свиты однозначно датируется поздней юрой (151 млн лет).

Если принять вариант с юрским возрастом предполагаемых интрузий, контролирующих золотое оруденение, то тогда можно объяснить факт расположения потенциальной золоторудной зоны вне рудных районов.

В этом случае благороднометалльное оруденение может накладываться на более ранние минерагенические подразделения, в которых последний этап активизации был проявлен в перми.

Для углеродистых разностей нерасчлененных пагатинской, качамылькской, харотской, пагинской и няньворгинской свит Западно-Лемвинской подзоны, расположенных в надынтрузивной части предполагаемых интрузий,



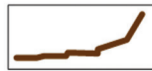
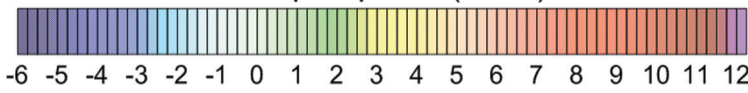
СИВОМАСКИНСКИЙ

Мескашор

Ярлыяг

Юсьныра

Шкала-раскраска (мГал)



Оси максимумов горизонтального градиента силы тяжести

Рис. 10. Карта локальных аномалий силы тяжести с линиями повышенных градиентов силы тяжести.

характерно присутствие сингенетичного пирита и марказита в виде вкрапленности или желваков. В отдельных разновидностях пород присутствуют незначительные содержания золота (5–10 мг/т). Практически все терригенно-углеродистые осадки этой подзоны платиноносны и содержат в своем составе, видимо, седиментационную платину, реже палладий (10–15 мг/т). За пределами территории в аналогичных отложениях содержания золота могут достигать 1,74 г/т, платины – до 2,8 г/т [132]. В породах присутствуют также повышенные концентрации Mo, Bi, Be, Ag, Zn, Ni, Cd, Ba, P.

В пределах Кокпельской потенциальной золоторудной зоны по комплексу признаков прогнозируется слабо проявленное и слепое гидротермальное золотое оруденение. Для прогноза этого типа оруденения были использованы поэлементные геохимические ореолы Pb, Zn, Ag, которые являются универсальными индикаторами надрудной и верхнерудной частей гидротермальных золоторудных объектов [49].

Комплексный надрудный геохимический ореол, собственно определяющий контур потенциальной рудной зоны, проведен по принципу выделения областей совместного пространственного распространения (наложения) поэлементных ореолов Pb, Zn и Ag. В пределах этого контура зафиксировано несколько ореолов золота различной степени интенсивности (до 1 г/т), выявленных по потокам рассеяния. Ореолы золота проявлены в породах как Западно-Лемвинской, так и Восточно-Лемвинской подзон. Исследование местности в районе точек с аномальными содержаниями золота показало, что рядом с потоками рассеяния в коренных породах отмечается окварцевание, а также признаки метасоматических изменений типа березитизации.

Практически все шлиховые потоки золота расположены внутри контура Кокпельской потенциальной золоторудной зоны и пространственно контролируются местами выхода на дневную поверхность проекций предполагаемых на глубине интрузий. Именно в районе этих проекций берут начало шлиховые потоки золота. Причем самому крупному предполагаемому телу в верховьях рек Тумболова и Кокпела соответствует наиболее протяженный шлиховой ореол золота, выходящий за границу золоторудной зоны. Градиенты поля силы тяжести этого тела позволяют предположить, что оно погружается в западном–юго-западном направлении, в сторону наиболее крупного комплексного надрудного геохимического ореола и наиболее контрастных ореолов золота (рис. 10).

В пределах золоторудной зоны пространственно обособляются две области концентрации комплексной надрудной геохимической аномалии. В северо-восточной части нами выделяется Пагинское (0.0.1.1 Au), а на юго-западе Молюдмусюрское (0.0.1.2 Au) потенциальные золоторудные поля.

По вещественному составу, структурной позиции, магматизму и другим геологическим признакам Кокпельская потенциальная золоторудная зона относится нами к мезоабиссальным объектам надынтрузивной зоны в терригенных и черносланцевых толщах. Рудная формация определена как золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая; геолого-промышленный тип – золото-кварцевый штокверковый, жильный и минерализованных зон. Вертикальный размах оруденения в экзоконтакте апикальной части гранитоидного массива может достигать 4 км.

По геологическим признакам наибольшее сходство Кокпельская потенциальная золоторудная зона имеет с рудным полем месторождения Мурунтау. Практически совпадают возраст, литологический состав и геодинамические условия формирования осадков, присутствие осадочно-диагенетической пиритизации, повышенный фон Au, МПГ, Ag, Ni, Bi, Mo, P; контроль оруденения надвиговой зоной, а также наличие на глубине, предположительно, гранитоидов С₃–Р₁ возраста (на Мурунтау лейкократовые граниты С₂–Р₁). К главному отличию следует отнести отсутствие в Западно-Лемвинской подзоне выходов на дневную поверхность даек. Однако надо отметить, что основные запасы золота (70–80%) на Мурунтау находятся в надынтрузивной части и контролируются додайковыми метасоматитами и связанными с ними кварцевыми жилами [50].

По аналогии с Мурунтау источником благороднометалльной минерализации могут быть как сами интрузии, находящиеся на глубине, так и вмещающие их породы, особенно терригенно-углеродистые, содержащие повышенные концентрации золота и МПГ. Возраст оруденения либо позднепалеозойский, либо мезозойский.

В пределах Кокпельской потенциальной золоторудной зоны с использованием метода геологической аналогии были подсчитаны прогнозные ресурсы золота по категории Р₃ до глубины 100 м. Расчет прогнозных ресурсов рудной зоны проводился по формуле Быховера:

$$Q = K \times g \times V,$$

где: Q – прогнозные ресурсы; K – коэффициент подобия; g – удельная продуктивность эталонной территории; V – площадь рудной зоны.

По степени сходства положительных и отрицательных рудоконтролирующих факторов величина коэффициента K была принята 0,1. В качестве эталонной удельной продуктивности использовались данные, рекомендованные ФГУП ЦНИГРИ [43] для геолого-промышленного типа золоторудных месторождений в терригенных комплексах миогеосинклиналей, – 200 кг/км². Площадь Кокпельской потенциальной рудной зоны составляет 900 км².

Расчетные прогнозные ресурсы Кокпельской потенциальной рудной зоны по категории Р₃ составляют: $0,1 \times 200 \times 720 = 18\,000$ кг золота. Ресурсы апробированы ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2012 г.

Для оценки золотоносности Кокпельской потенциальной рудной зоны необходимо на ее площади провести поисковые работы масштаба 1 : 50 000, включающие литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, а также комплекс геофизических работ, включающих гравиразведку, магниторазведку. Современные геофизические методы позволяют уточнить размеры, морфологию и глубину залегания предполагаемых интрузий. По результатам геохимических исследований вычисляются мультипликативные надрудные и подрудные ореолы, причем информативность надрудного мультипликативного ореола можно будет увеличить за счет бария, который из-за значительного сингенетического заражения им некоторых свит невозможно использовать в поэлементных ореолах. По величине отношения надрудного и подрудного ореолов определяется уровень эрозионного среза золотого оруденения, отбраковываются зоны рассеянной рудной минерализации (ЗРМ) и выделяются перспективные участки под дальнейшие поиски.

Предуральская минерагеническая зона включает в себя фрагменты Печорского угольного бассейна и Северо-Предуральской нефтегазоносной области.

Печорский угольный бассейн (3 УБ,УК/Р) расположен в северо-западном углу листа Q-41-XV. Представлен частью Воркутинского каменноугольного района (3.1 УК), полностью перекрытого чехлом позднемеловых отложений. Угленосные отложения печорской и лекворкутской серий выделены по результатам бурения нескольких глубоких скважин. Район изучен слабо, перспективы на уголь в пределах описываемой территории не выяснены.

Северо-Предуральская нефтегазоносная область (4Н, Гз/С–Р) располагается в северо-западной половине листа Q-41-XV и включает в себя Интинско-Лемвинский и Кочмесский нефтегазоносные районы (НГР), а также Восточно-Лемвинский потенциальный газоносный район. В пределах двух НГР по сейсмическим данным выделены структуры, перспективные на углеводородное сырье [124]. По двум структурам подсчитаны и утверждены прогнозные ресурсы газа по категории С₃ [27]. По части перспективных структур подсчитаны прогнозные ресурсы категорий D₁ и D₂.

Начало и продолжительность процессов генерации углеводородного сырья и их накопления в настоящее время точно не установлены. По аналогии с находящимся западнее Лемвинским газовым месторождением предполагается, что залежи большинства перспективных структур приурочены к верхнекаменноугольным карбонатным образованиям и экранируются нижнепермскими аргиллитами. Предполагаемый состав газа метановый (89–92%), содержание сероводорода на западе предполагается на уровне 0,65–1,1%, в восточной части района по аналогии с Лемвинским газовым месторождением оно, вероятно, выше и может достигать 6%.

Кочмесский нефтегазоносный район (4.1 Н, Гз) расположен в северо-западной части. Занимает незначительную территорию, на которой пока не выявлено перспективных структур на нефть и газ.

Интинско-Лемвинский нефтегазоносный район (4.2 Н, Гз) расположен на северо-западе от границы Лемвинского аллохтона. Здесь в пределах площади листа выделено 10 перспективных структур на нефть и газ: Воровожская, Амшорская, Пальникшорская, Кечпельская, Усть-Лемвинская, Восточно-Устьлемвинская, Юсьнырская, Северо-Пагинская, Восточно-Юсьнырская и Инюрская.

Наиболее перспективными являются Воровожская и Северо-Пагинская структуры. В пределах Воровожской структуры подсчитаны и утверждены прогнозные ресурсы газа по категории С₃ в количестве 334 млн м³ по состоянию на 1.01.2010 г. На Северо-Пагинской структуре были подсчитаны и утверждены прогнозные ресурсы газа в количестве 4187 млн м³ по состоянию на 1.01.2010 г. [27]. Еще на трех структурах НГР прогнозные ресурсы подсчитаны, но пока не утверждены: Амшорская – конденсат, по категории D₁ – 3 млн т; Юсьнырская – нефть, D₂ – 0,7 млн т, газ, С₃ – 4,5 млрд м³; Инюрская – нефть, D₂ – 0,3 млн т, газ, С₃ – 1,9 млрд м³ [25].

Восточно-Лемвинский потенциальный газоносный район (4.3 Гз) расположен в предгорной части. Здесь выделяются пять структур, перспективных на выявление залежей углеводородного сырья: Пагинско-Яйюская, Юнь-

яхашорская, Додьяшорская, Верхне-Лемвинская, Тарвожская. По трем структурам был проведен подсчет прогнозных ресурсов, которые пока не утверждены: Додьяшорская – конденсат, категория $D_1 - 2,7$ млн т, газ, $C_3 - 13,3$ млрд m^3 ; Верхне-Лемвинская – газ, $C_3 - 0,6$ млрд m^3 , $D_1 - 3,4$ млрд m^3 ; Тарвожская – нефть, $D_2 - 0,3$ млн т, газ, $C_3 - 2$ млрд m^3 [25].

Таким образом, по важности углеводороды в настоящее время выдвигаются на первое место среди полезных ископаемых листа Q-41-XV. Более его половины занимает нефтегазоносная область, на площади которой выделено полтора десятка структур, перспективных на нефть и газ со значительными прогнозными ресурсами.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия территории листа Q-41-XV определяются совокупностью факторов его геологического строения, физико-географическими особенностями и широким развитием многолетней мерзлоты.

В соответствии с принципами гидрогеологического районирования, разработанными во ВСЕГИНГЕО [37], в пределах рассматриваемой площади выделяются фрагменты следующих гидрогеологических структур первого порядка: Тимано-Печорский сложный артезианский бассейн (*I*) и Уральская сложная складчатая гидрогеологическая область (*II*).

В связи со сплошным и глубоким промерзанием пород и подземных вод, в пределах Уральской складчатой гидрогеологической области выделяется единая сложная наложенная Полярно-Уральская система криогенных массивов (А) (рис. 11).

Все перечисленные гидрогеологические структуры существенно различаются условиями формирования ресурсов подземных вод. Определяющая роль в этом процессе принадлежит наличию многолетней мерзлоты с различным характером ее распространения в пределах этих структур.

Тимано-печорский сложный артезианский бассейн (*I*)

На территории бассейн представлен фрагментом **Печоро-Предуральского предгорного артезианского бассейна второго порядка (*I₁)***, совпадающего с областью распространения меловых отложений.

На площади этой гидрогеологической структуры в начале 1960-х годов было проведено картировочное бурение глубиной до 200 м, в результате которого установлен островной характер распространения многолетней мерзлоты мощностью 20–40 м, вскрыты безнапорные и напорные подземные воды в отложениях четвертичного, мелового и пермского возрастов [129]. По результатам гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной на листах Q-41-XIV, XV [104], в пределах рассматриваемой территории, сверху вниз выделяются следующие основные водоносные комплексы:

– водоносный верхнечетвертично-голоценовый горизонт аллювиальных отложений, который развит фрагментарно и приурочен к речным долинам; водовмещающие породы представлены валунно-галечниковыми образовани-

ями в горной части и до гравийных галечников на равнине, а также песками, местами глинистыми, в низовьях притоков и в долине р. Уса;

– водоносный верхнемеловой комплекс, сложенный переслаиванием кварц-глауконитовых, опоковидных песчаников, алевролитов, аргиллитов и известково-глинистых сланцев;

– в подошве верхнемелового комплекса залегает водоносный пермский терригенный горизонт, который совместно с вышеперечисленными комплексами образует зону активного водообмена. В табл. 7 приводятся показатели фильтрационных свойств этой зоны.

Таблица 7

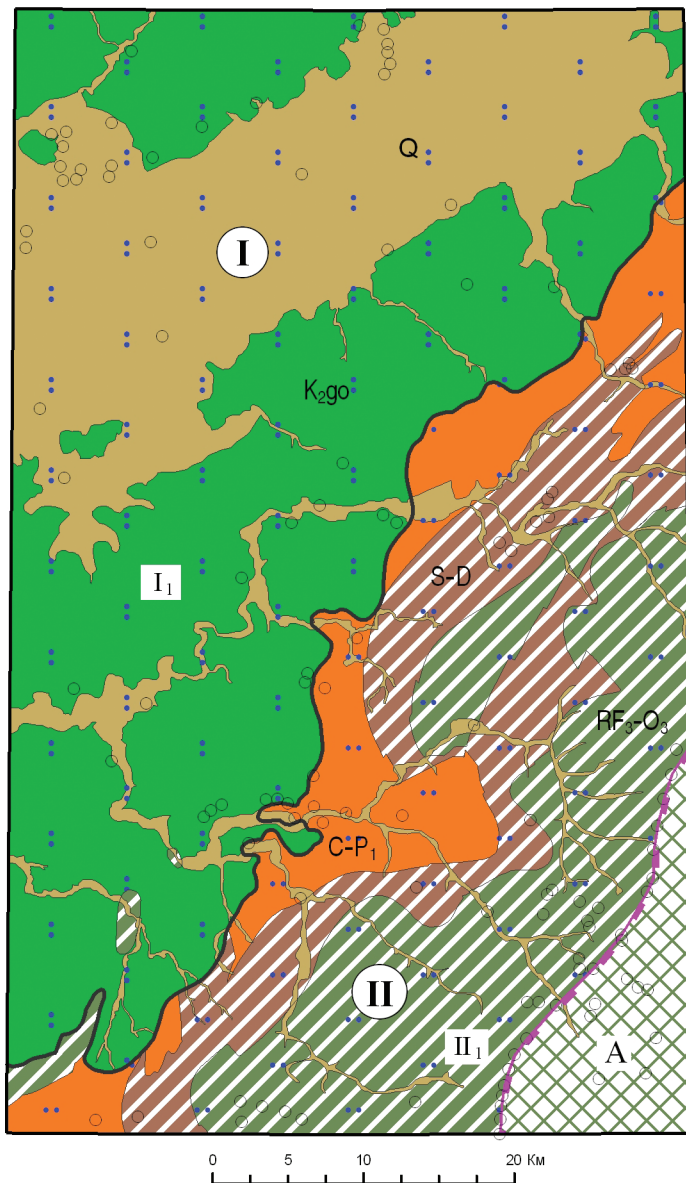
Фильтрационные свойства зоны свободного водообмена [104]

№ п/п	Характеризуемые комплексы	Суммарная мощность, м	Водопроницаемость (км, м ² /сут)	Пьезопроводность (а, м ² /сут)	Гравитационная водоотдача (μ)
	Слабоводоносная четвертичная серия	20–80	10 ⁻⁴ –10 ⁻²	–	n10 ⁻³ –0,3
	в т. ч. аллювиальный горизонт	5–20	1,5–20	n10 ⁴	0,15–0,3n10 ^{-4*}
	Вся зона активного водообмена	300–450	560–690	10 ³ –10 ⁶	0,009n10 ^{-4*}
	в т. ч. верхняя часть пермской терригенной серии	120	120–200	10 ³ –10 ⁶	0,009n10 ^{-4*}
	в т. ч. пермская водоносная серия в нижней части зоны	180	140	10 ⁵ –10 ⁶	n10 ^{-4*}
	в т. ч. вся пермская терригенная серия	300	160–340	10 ³ –10 ⁶	0,009n10 ^{-4*}
	в т.ч. верхнемеловой водоносный комплекс	40–15	300–350	10 ⁵ –10 ⁶	n10 ^{-4*}



*Упругая водоотдача.

Подземные воды меловых и пермских отложений являются напорными. Величина напора меловых вод составляет от 16 до 50 м, пермских – от 50 до 70 м. Отдельные вскрывающие их скважины фонтанируют на высоту от 0,5 до 2,5 м, однако пьезометрический уровень напорных вод чаще располагается не выше 2–4 м от поверхности [143, 129]. По химическому составу пресных подземных вод рассматриваемая территория характеризуется нормальной гидрохимической зональностью. Величина их общей минерализации колеблется от 50–100 мг/дм³ до 200–400 мг/дм³.





Воды верхнечетвертично-голоценового горизонта, а иногда и мелового водоносного комплекса являются гидрокарбонатно-кальциевыми или гидрокарбонатно-кальциево-магниевыми. Подземные воды мелового и пермского комплексов в большинстве случаев являются гидрокарбонатно-натриево-магниево-кальциевыми.




I – Тимано-Печорский сложный артезианский бассейн
II – Печоро-Предуральский предгорный артезианский бассейн




-  Водоносный верхнечетвертично-голоценовый горизонт аллювиальных отложений
-  Водоносный верхнемеловой комплекс

II – Уральская сложная складчатая гидрогеологическая область
III – Западно-Уральский гидрогеологический массив

-  Водоносный верхнечетвертично-голоценовый горизонт аллювиальных отложений
-  Водоносный комплекс каменноугольных–нижнепермских отложений
-  Локально-водоносная криогенно-таликовая зона трещиноватости образований силура и девона
-  Локально водоносная криогенно-таликовая зона трещиноватости образований рифея и верхнего ордовика

A – Полярно-Уральская наложенная сложная система криогенных массивов

-  Область сплошной многолетней мерзлоты в вулканогенно-осадочных породах верхнего кембрия–нижнего ордовика

-  Граница гидрогеологических структур первого порядка
-  Границы гидрогеологических структур второго порядка
-  Граница области сплошной многолетней мерзлоты

-  Скважины гидрогеологические

Минерализация (г/дм³) подземных вод


-  0,1–0,5
-  0,5–1,0

Рис. 11. Гидрогеологическая схема листа Q-41-XV.

Условия восполнения запасов подземных вод оцениваются как хорошие. Ресурсы пресных подземных вод бассейна слагаются из естественных запасов и ресурсов основного водоносного комплекса, статических запасов слабопроницаемой четвертичной толщи, инфильтрации метеорных и поверхностных вод. Величина привлекаемых запасов колеблется в широких пределах — от 0,5–1 л/с × км² в районах с мощным четвертичным чехлом до 6–10 л/с × км² в районах с маломощной перекрывающей толщей вне зависимости от приуроченности отложений к той или иной мерзлотной зоне.

Уральская сложная складчатая гидрогеологическая область (II)

Уральская гидрогеологическая область занимает половину площади в горной юго-восточной части листа и представлена структурой второго порядка – Западно-Уральским гидрогеологическим массивом (II₁).

Западно-Уральский гидрогеологический массив (II₁) охватывает поле развития верхнепротерозойских, кембрийских и ордовикских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, силурийских, девонских, каменноугольных и пермских терригенно-карбонатных отложений. На основании имеющихся данных здесь выделяется надмерзлотный водоносный горизонт четвертичных отложений различного генезиса, а также водоносные комплексы в коренных рифей-палеозойских породах.

В состав *надмерзлотного водоносного горизонта четвертичных отложений различного генезиса* входят *воды элювиально-делювиальных отложений*, распространенные в горной части района. Этот тип грунтовых вод дренируется на склонах гор, в бортах долин рек и ручьев. Водоупором для них служат коренные породы, реже – мерзлые грунты. Воды характеризуются непостоянным уровнем, зависящим от количества атмосферных осадков. Воды безнапорные, нисходящие, прозрачные, без запаха и вкуса, минерализация – 20–70 мг/дм³, гидрокарбонатные, слабокислые (рН 6,2–6,8) и очень холодные (от +3 до +6 °С). Дебит скважин незначительный – 0,05–0,1 л.

В состав горизонта также входят *воды аллювиально-флювиогляциальных образований*, которые пользуются широким распространением в предгорной части площади и приурочены к долинам рек и крупных ручьев, располагаясь в аккумулятивных чехлах террас. Источники этого типа выявлены в основании береговых обрывов по рекам Пага, Кокпела, Молудож. Воды прозрачные, без запаха и вкуса, с нейтральной реакцией (рН 7,0–7,2), гидрокарбонатно-кальциевые, умеренно холодные (от +7 до +9 °С), дебит источников – 8–10 л/мин. Водоупором служат моренные суглинки, коренные породы, а чаще мерзлые грунты. Питание происходит за счет атмосферных осадков и оттаивания многолетней мерзлоты.

Водоносный комплекс каменноугольно-нижнепермских отложений, пользующийся значительным распространением в пределах рассматриваемого гидрогеологического массива и представляющий интерес при хозяйственном освоении территории, содержит трещинные и карстово-пластовые воды, сложен переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углей. Общие естественные ресурсы комплекса оцениваются в 210 263 м³/сут [104]. Выходы трещинных вод в пределах массива зафиксированы в бортах

крупных каньонов и расщелин (ручьи Пиритовый, Эффузивный, р. Тумболова и др.). Приурочены они к разрывным нарушениям и ослабленным зонам. Воды ультрапресные, с сухим остатком, не превышающим 70 мг/дм³. Вода без запаха и цвета, очень холодная (от +1 до +5 °С) с рН 6,6–7,2. Ее химический состав гидрокарбонатно-кальциевый, реже – магниевый.

Локально-водоносная криогенно-таликовая зона трещиноватости образований силура и девона представлена кварцевыми песчаниками с редкими прослоями известняков. Большая часть площади развития данной зоны принадлежит к склоновым и водораздельным пространствам, на которых верхняя, наиболее водообильная часть зоны повышенной трещиноватости сдренирована. На таких участках водопроницаемость отложений составляет 20 м²/сут, увнепроницаемость – 5×10^4 м²/сут. Минерализация вод – 0,1–0,5 г/дм³, химический состав преимущественно гидрокарбонатный.

Локально-водоносная криогенно-таликовая зона трещиноватости образований рифея и верхнего ордовика приурочена к прослоям песчаников, гравелитов, известняков. Она опробована одной откачкой из скважины, показавшей удельный дебит 0,1 л/с·м, что соответствует средним фильтрационным параметрам экзогенной трещиноватости скальных пород Полярного Урала. Минерализация вод – 0,1–0,5 г/дм³, химический состав – хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатный.

Таким образом, на описываемой территории все типы подземных вод Западно-Уральского гидрогеологического массива – пресные или ультрапресные, с низкой степенью минерализации. По химическому составу они относятся к гидрокарбонатным, гидрокарбонатно-кальциевым с переменным количеством катионов Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ и лишь в единичных случаях определяются как сульфатные. По величине рН воды слабокислые или нейтральные, а в предгорных долинах – слабощелочные.

Все типы вод очень мягкие и пригодны для питьевых и технических целей. Исключение составляют зоны пиритизации, в районе которых зафиксированы повышенные концентрации сульфата иона в сухом остатке 10–30 мг/дм³. По этому признаку А. И. Водолазским было выделено три аномальных участка, расположенных в верховьях ручьев Верх. Кокпела и Брекчиевый, р. Погурей [78].

Полярно-Уральская наложенная сложная система криогенных массивов (А) находится в юго-восточной части площади, захватывая водораздельную часть Уральского хребта, в пределах которой расположена область распространения сплошной многолетней мерзлоты. Область совпадает с коренными выходами осадочно-вулканогенных пород кембро-ордовикского возраста, повсеместно метаморфизированных до фации зеленых сланцев. Для этой зоны характерно развитие сплошной многолетней мерзлоты мощностью до 500–700 м в сводовой части Полярно-Уральского хребта и до 100–200 м на его склонах [19]. Многолетняя мерзлота выполняет роль регионального водопора. Здесь формируются преимущественно надмерзлотные воды деятельного слоя. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в толще пород по зонам трещиноватости. Режим этих вод подвержен сезонным колебаниям. Этому способствует высокая степень расчлененности рельефа и значительная мощность зоны аэрации, которая, по данным

Н. Г. Обермана и др. [45], в осевой части Полярного Урала достигает 20 м. Установлено, что мощность зоны экзогенной трещиноватости в кристаллических породах Среднего и Северного Урала, а значит и их фильтрационные свойства, определяются их составом [21]. Наименьшие мощности характерны для гранитов (15–20 м) и интрузивных пород основного состава (30–50 м). В метаморфизованных осадочных и вулканогенных породах мощность зоны экзогенной трещиноватости возрастает до 50–100 м. Этими особенностями, с учетом глубины их промерзания, и определяются емкостные свойства пород, что сказывается в свою очередь на дебитах источников.

В целом подземный сток в Уральской складчатой гидрогеологической области на площади листа Q-41-XV направлен на запад, где и происходит его частичная разгрузка. Поверхностные и подземные воды на описываемой площади по своему качеству могут служить источником качественной питьевой, а также технической воды. Напорные воды Печоро-Предуральского артезианского бассейна эксплуатируются с середины 1940-х годов на железнодорожных станциях [143, 144] и в поселках Сармаю, Сивая Маска, Абезь [72], не обнаруживая при этом признаков истощения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Оценка эколого-геологической обстановки проводилась на основе геологических, ландшафтных, геоморфологических исследований территории листа: схемы эколого-геологических условий на ландшафтной основе, схемы геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтных подразделений и схемы оценки эколого-геологической опасности.

Ландшафтная основа для схемы эколого-геологических условий составлена по материалам полевых наблюдений, комплексного анализа геоморфологической обстановки, вещественного состава четвертичных отложений и растительных сообществ. Природные неблагоприятные геологические процессы и объекты вынесены с геоморфологической схемы. Описание ландшафтов с характеристиками микрорельефа, почв и растительности приводится ниже.

На юго-востоке территории листа, охватывающей часть горного сооружения Урала с прилегающими предгорьями, простирание основных орографических элементов совпадает с ориентированной на северо-восток геологической структурой. Наиболее значительную роль здесь играют горные ландшафты, расположенные в областях развития многолетнемерзлых пород (ММП), которые оказывают существенное влияние на развитие экзогенных процессов (ЭГП). Важнейшим фактором формирования ландшафтов также является высотная зональность, которая обуславливает контрастность геоморфологического строения территории, климатические особенности и распространение различных типов почв и растительности, отвечающих смене природных условий – от горной тундры на юго-востоке до северной тайги на северо-западе площади. Основная часть территории – ненарушенные ландшафты.

В целом исследуемую территорию можно отнести к субарктической, умеренно континентальной группе ландшафтов, включающей два отдела горного подвижного пояса – предгорную и горную части Уральского кряжа (юго-восток территории), а также к платформенной области (северо-западная часть листа).

Техногенные ландшафтные комплексы на рассматриваемой территории практически отсутствуют, за исключением редких горных выработок в местах проведения геологоразведочных работ. К следам хозяйственной деятельности человека в пределах рассматриваемой территории относятся поселки, железная дорога, газопровод, вездеходные дороги и немногочисленные каналы и шурфы.

С учетом геоморфологической характеристики, генезиса и литологии рельефообразующих пород, распространения и интенсивности эколого-геологических процессов (ЭГП) на листе выделяются четыре типа ландшафтов (10 классов).

Горно-тундровый гольцовый тип ландшафта территориально охватывает зону кряжа Урала на крайнем юго-востоке листа (схема эколого-геологических условий) и включает два класса ландшафтов.

Плосковершинные и наклонные участки средних и низких гор грядобразные, денудационные. Этот класс ландшафтов отнесен к локальным участкам водоразделов в горной и предгорной областях, как правило, в приосевых частях. Отложения представлены глыбами, щебнем, дресвой с суглинистой фракцией. Почвы преимущественно гольцовые, горно-тундровые мерзлотные, растительный покров редок и представлен накипными лишайниковыми сообществами. Мощность осадков в пределах данного класса ландшафтов не превышает 1–2 м.

Крутые эрозионно-экзарационные склоны средних и низких гор. Ландшафты этого класса расположены в горной и предгорной областях и относятся к трансэлювиальному типу с максимальной скоростью миграции рыхлого материала и явным преобладанием процессов денудации. Отложения в основной массе представлены грубообломочным несортированным материалом (глыбы, щебень, дресва). Мощность их редко превышает 0,5 м. Почвы гольцовые, горно-тундровые мерзлотные. Растительность представлена накипными корковыми лишайниками, но на большей территории из-за высокой подвижности материала вообще отсутствует.

Два данных класса характеризуются малой геодинамической и средней геохимической устойчивостью (схема геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтных подразделений), активными денудационными процессами, а также превышением ПДК в коренных породах по ряду тяжелых элементов (см. на схеме эколого-геологической опасности). По совокупности признаков и проявленных здесь процессов этот тип ландшафта включен в области с напряженной геолого-экологической обстановкой.

Горный лесотундровый тип ландшафта. Территориально эти ландшафты включают предгорную часть от кряжа на юго-востоке до аккумулятивной холмисто-грядовой равнины на северо-западе. Здесь встречаются останцы прежде существовавших хребтов, переработанных в процессе денудации и деятельности ледников. Межгорные депрессии, как правило, заполнены ледниковыми отложениями морен как современных, так и ранее существовавших. Экзогенные геологические процессы проявляют как аккумулятивный, так и трансэлювиальный характер. Процессы денудации проявлены менее интенсивно, чем описанные выше, лишь в пределах реликтовых гор. В целом данный тип ландшафта представляет собой промежуточный между резко денудационным и ландшафтом аккумулятивной равнины и включает три класса.

Холмисто-увалистая возвышенная денудационная равнина и склоны долин. Микрорельеф представлен грядowymi формами на склонах малой крутизны с преобладающим развитием денудационных процессов. Делювиальные и десерпционные отложения представлены глыбами, щебнем и дресвой, матрикс

суглинистый. Мощность отложений варьирует от 2 до 5 м. В пределах этого класса развиты глеевые, глееподзолистые, горно-таежные подзолистые и дерново-подзолистые почвы. Растительность на этих ландшафтах намного разнообразнее: кустарники, лиственничные, смешанные березо-лиственничные и березово-еловые леса.

Холмисто-западные и параллельно-грядовые участки ледниковой аккумуляции. Территориально занимают редкие межгорные слабовсхолмленные участки на юго-востоке листа, ориентированные с юго-запада на северо-восток.

В отличие от предыдущего класса этот ландшафт характеризуется преобладанием аккумулятивных процессов над денудационными и процессами транспортировки. В пределах данных ландшафтов происходит накопление глыбово-щебнистого ледникового материала, матрикс представлен дресвяными суглинками и супесями. Мощность ледниковых отложений здесь может достигать 20 м и более. Почвы горно-тундровые, тундровые глеевые, глееподзолистые. Растительность – мохово-лишайниковый покров, ерниковая тундра, кустарники, лиственничное редколесье.

Участки пологоволнистой, плоской возвышенной аккумулятивно-денудационной равнины. Этот класс ландшафтов базируется на наиболее низких участках межгорных впадин на юго-востоке территории, ориентированных так же, как площади предшествующего класса. Обломочный материал более окатан и состоит из гравийно-галечных смесей, матрикс – пески, супеси, суглинки. Почвы глеевые, глееподзолистые, подзолистые с кустарником и березово-еловым, березово-лиственничным редколесьем.

В целом данный тип ландшафтов характеризуется благоприятной эколого-геологической обстановкой, отличительной особенностью которого является конвейерный характер процессов массопереноса. Поэтому здесь геодинамический потенциал оценивается как среднеустойчивый, а геохимический – как устойчивый. Загрязнение тяжелыми металлами в коренных породах наблюдается на локальных участках (схема эколого-геологической опасности), а впоследствии металлы переносятся на аккумулятивную равнину.

Северо-таежный тип ландшафта. Ландшафты данного типа занимают наибольшую по площади территорию в северо-западной части листа Q-41-XV, расположенную в пределах платформенной равнины. Северо-таежный тип ландшафта здесь включает два класса.

Холмисто-волнистая сглаженная денудационная равнина отдельными фрагментами выходит на левобережье р. Юньяха и правобережье р. Уса, а также на крайнем юго-западе площади. Ландшафт развит на ледниково-морских образованиях. Поверхность характеризуется массивно-островным развитием ММП и сложена супесями, суглинками с валунно-галечным материалом. Почвы глеевые, глееподзолистые, подзолистые. Растительный комплекс представлен кустарником и березово-еловым, березово-лиственничным редколесьем. Ведущие ЭГП в данном ландшафте – заболачивание, термокарст, солифлюкция. Пораженность ЭГП высокая.

Волнистая, плоско-холмистая аккумулятивная равнина развита к западу от предгорной части Уральского кряжа. Соответствует поверхности среднеплейстоценового оледенения, переработанного склоновыми процессами и сложена ледниковыми и переложенными рыхлыми образованиями. Для

ландшафта характерны заболоченные депрессии и котловины с плоскобугристыми торфяниками и накоплением озерных, озерно-болотных суглинков, глин, песков, торфа. Характерно островное, массивно-островное и прерывистое (слоистое – по вертикали) распространение многолетнемерзлых пород (ММП). Основными ЭГП являются заболачивание и криогенные процессы. В результате температурных деформаций в сезонно- и многолетнемерзлых породах при протаивании верхних горизонтов ММП и подземных льдов происходит морзобойное растрескивание грунтов, образование бугров пучения, термокарстовых озер, а также термоабразия береговых линий озер. Заболачивание и торфо-накопление обеспечивают благоприятные условия для активизации пучения и новообразования ММП. Почвы торфяно-глеевые, глееподзолистые, буротаежные. Растительность представлена северотаежными хвойными и смешанными лесами с мохово- и лишайниково-кустарничковым напочвенным покровом. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя.

Оба класса включены в область с удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. Классы характеризуется высокой геодинамической и геохимической устойчивостью. Ландшафты этого класса базируются на наиболее высоких участках равнины.

Пойменный тип ландшафта. *Третья и четвертая надпойменные террасы аккумулятивные.* Такой тип широко развит в долинах крупных рек, таких как Уса и Юньяха. Террасы рек сложены переслаиванием суглинков, супесей, алевритов, песков с незначительной примесью галечников. Данный класс характеризуется островным и редкоостровным распространением ММП. Там, где цоколи террас сложены мерзлыми глинистыми отложениями, наблюдаются оползни. На плоских поверхностях террас широко развиты небольшие озерные ванны. Почвы подзолистые, дерново-подзолистые. Растительность представлена елово-лиственничным и елово-березовым лесами и редколесьем северной тайги.

Поймы, первая и вторая надпойменные террасы эрозионно-аккумулятивные. Основные ЭГП связаны с эрозионной деятельностью водных потоков и проявляются в виде донной (глубинной) и боковой эрозии. Первая наиболее характерна для горных рек, вторая – для рек в предгорной и равнинной частях территории. Пораженность эрозионными процессами долин рек – до 25–30 м. Интенсивность, характер, скорость боковой эрозии определяются литологическим составом и динамикой потока. Почвы и растительный покров обусловлены высотной поясностью. Почвы – от тундровых глеевых, глееподзолистых, до подзолистых и дерново-подзолистых. Растительность – от скудного мохово-лишайникового покрова и ерниковой тундры в горных долинах юго-востока до зарослей ивняка, лиственничных и смешанных лесов в северо-западной части листа. Ландшафт входит в зону массивно-островного распространения ММП. В равнинной части территории под руслами крупных рек развиты сквозные талики, в предгорьях – несквозные талики. Так как ведущая роль принадлежит эрозионной и аккумулятивной деятельности водных потоков, геодинамическая и геохимическая устойчивость этих двух ландшафтов определяется как средняя. Оба класса включаются в область с удовлетворительной геолого-экологической обстановкой.

Исходя из характеристики ландшафтных обстановок, на изученной территории можно выделить ряд ведущих экзогенных процессов. В горных типах ландшафтов наиболее активно проявляются криогенные процессы: курумообразование, морозобойное растрескивание грунтов, солифлюкция. На участках с наиболее высокими абсолютными отметками к криогенным явлениям добавляются гравитационные, вызывающие обвалы и осыпи крупных масс обломочных пород. В пределах возвышенной и низинной равнин ведущими являются заболачивание, карстообразование, криогенез во всех его проявлениях и эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков.

Процесс заболачивания получил довольно широкое развитие в пределах низкой равнины, чему благоприятствует целый ряд факторов: избыточная увлажненность, выровненность и слабое расчленение рельефа, близповерхностное залегание широко распространенных в кайнозойском разрезе водупорных суглинков, высокий уровень грунтовых вод в пределах речных долин. Им затронуты не только долины рек, но и уплощенные водораздельные пространства. В зонах распространения ММП, приуроченных главным образом к торфяникам, заболачиванию, сопутствуют криогенные процессы – пучение и термокарст. Морозное пучение грунтов вызвано как многолетними, так и сезонными колебаниями температур в деятельном слое, мощность которого колеблется в пределах 0,3–0,6 м. Активнее этот процесс проходит в водонасыщенных торфах и тонкодисперсных отложениях крупных болотных массивов. Отражением его являются бугры пучения с размером в поперечнике 10–50 м и высотой 1–5 м, у подножия которых почти повсеместно наблюдаются ерσει.

Связанный с протаиванием высокольдистых грунтов термокарст более ограничен в своем распространении. В результате его действия образуются впадины диаметром от 2–3 до 5 м и глубиной, не превышающей обычно 0,5–2 м. Часто эти впадины заполнены водой (термокарстовые озера), в других случаях их днища заболочены. В береговых уступах термокарстовых озер, сложенных торфогрунтами мощностью до 3 м, активно развиваются процессы термоабразии, приводящие к оседанию крупных торфяных блоков.

Солифлюкционный процесс широко развит на поверхностях разнообразных склонов, ему подвергаются грунты различного физико-механического состава, наиболее распространенные формы: солифлюкционные террасы, гряды, полосы.

На современном этапе развития речной сети в районе преобладает боковая эрозия, выражающаяся в разрушении берегов на крутых излучинах рек. Усиление боковой эрозии связано с процессом речной аккумуляции – образованием галечниковых и песчаных кос, прирусловых отмелей и осередков, а также прирусловых валов на поймах рек.

Природное геохимическое загрязнение выражено повышенным содержанием элементов всех классов токсичности в рыхлых и донных отложениях. В зоне кряжа породы имеют превышение ПДК по Cr, Ni, Mn, Ba, Mo, Zn, Pb. Это связано с размывом пород и зонами окисления, содержащими сульфидную минерализацию.

Донные отложения водотоков в ненарушенных ландшафтах наследуют элементы-загрязнители водосборных площадей: Ba (1–2 ПДК), Mn (1–

10 ПДК). Повышенное содержание этих элементов, характеризующихся умеренно опасными и опасными уровнями загрязнений, связано с марганцевыми отложениями няньворгинской и баритоносными отложениями пагинской свит и оценивается как допустимое.

На основании вышесказанного выделяются три области, различающиеся эколого-геологической обстановкой по степени благоприятности геологической среды для жизни человека: с напряженной, благоприятной и удовлетворительной ситуацией. К напряженной обстановке отнесены области кряжа, для которых характерна наибольшая напряженность геодинамических процессов, средняя геохимическая устойчивость ландшафтов и высокий уровень загрязнения. Районы западных предгорий отнесены к областям с благоприятной геолого-экологической обстановкой, поскольку они характеризуются среднеустойчивыми геодинамическими процессами, высокой геохимической устойчивостью и наименьшим загрязнением. Заболоченные части Предуральской равнины с интенсивным развитием процессов криогенеза отнесены к удовлетворительной категории состояния геологической среды из-за слабого техногенного загрязнения от газопровода, железной дороги и др.

В целом территория листа относится к малоосвоенной с ненарушенными природными ландшафтами и характеризуется фоновыми содержаниями большинства элементов или слабым превышением их ПДК.

Ввиду слабой загруженности, на схему оценки эколого-геологической опасности вынесены также памятники природы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листа Q-41-XV (второе издание) выполнены по итогам геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 200 000 листа Q-41-XV (Кокпельская площадь, 2011) [136].

По результатам проведенных исследований на территорию листа Q-41-XV составлен комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, включающий геологическую карту дочетвертичных образований, карту четвертичных отложений, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения с объяснительной запиской и сопровождающей базой данных. Материалы базы данных представлены в электронном виде.

Стратиграфическое расчленение отложений Кокпельской площади проведено в соответствии с утвержденной легендой Полярно-Уральской серии листов [153]. На геологической карте показаны конкретные картируемые свиты и магматические комплексы. Благодаря использованию геолого-геофизических материалов предшественников, а также информации по ГМК-200, проведенного авторами в 2009–2011 гг., уточнено геологическое строение и, на основе этого – история развития территории.

Новыми данными детально и на современном аналитическом уровне охарактеризованы вещественные параметры горных пород, их металлогеническая специализация, определен абсолютный возраст магматических комплексов. На основании результатов проведенного абсолютного датирования по единичным цирконам (U-Pb, SHRIMP II) был подтвержден позднекембрийско-ордовикский возраст пожемского риолитового комплекса.

Составлен уточненный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых, обобщены и уточнены прогнозные оценки по основным видам полезных ископаемых, в том числе по выделенным впервые. Обобщены и впервые приводятся прогнозные ресурсы углеводородного сырья, уточнены запасы строительных материалов по состоянию на 1.01.2012 г. Впервые дана оценка геоэкологической ситуации.

В целях прогнозирования полезных ископаемых на современном методическом уровне на территории листа было проведено обобщение и переработка имеющейся и вновь полученной геохимической и геолого-геофизической информации. Это позволило уточнить прогноз на марганцевое, медное оруденение, бариты и фосфориты, пересмотреть перспективы на коренное золото и платиноиды.

По итогам проведенных исследований, большая часть территории листа (северо-западная часть) перспективна в отношении углеводородного сырья (нефть, конденсат, газ). В пределах находящегося здесь фрагмента Северо-Предуральской нефтегазоносной области специалистами выделяется полтора десятка потенциально продуктивных структур со значительными прогнозными ресурсами углеводородов (в том числе и утвержденными).

Перспективность юго-восточной части территории на промышленное оруденение традиционно связывается с баритовыми рудами. Здесь в пределах Собско-Пальникского рудного района прогнозируется крупное Пальникское месторождение баритов. Впервые площадь этого района получила оценку на фосфориты (Р₃), а также платиноиды (МПП), в ее пределах выделена Пальник-Мусюрская потенциальная марганцеворудная зона с апробированными ресурсами марганца по категории Р₃.

На территории листа на базе ранее оцененных проявлений прогнозируется два малых месторождения (Молюдвожское – меди, Нижнекопбельское – редких металлов и редкоземельных элементов).

В пределах Погурей-Тыкотловского рудного района впервые выделяется северный фрагмент Пожемависского золоторудного узла – участок Ближний. Северо-западнее вне связи с рудными районами также впервые выделена Копбельская потенциальная золоторудная зона с апобированными ресурсами золота по категории Р₃, в пределах которой прогнозируется слабопроявленное и «слепое» золотое оруденение типа Мурунтау.

Нерешенным остался вопрос о наличии или отсутствии углового несогласия между двумя структурными этажами – байкальским и каледоно-герцинским (молюдвожская и погурейская свиты). Объяснения требует факт более интенсивной степени метаморфизма отложений копбельской свиты по сравнению с соседними стратиграфическими подразделениями, включая наиболее древнюю молюдвожскую свиту. Не удалось дать фаунистическую характеристику верхней части разреза качамыльской свиты, которая контролирует марганцевое оруденение парнокского типа.

На площади зафиксированы поверхностные шлиховые потоки единичных знаков золота, но никто не изучал распределение золота в этих потоках на уровне плотика, где собственно и могут концентрироваться промышленные содержания. Платиноносность и золотоносность углисто-кремнистых пород Собско-Пальникского рудного района нуждается в дальнейшем детальном тематическом изучении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й. И.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2007. – № 30–31. – С. 190–206.
2. *Борисов Б. А.* Границы доюрских покровных оледенений в пределах северных территорий России // Тезисы Всероссийского совещания «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке».
3. *Водолазский А. И., Гессе В. Н., Маслов М. А.* Материалы к стратиграфии доордовикских отложений западного склона Полярного Урала // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. – 1972. – № 7.
4. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Советская геология. – 1945. – № 6. – С. 98–107.
5. *Войновский-Кригер К. Г.* Кечь-Пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала // Мат-лы второй геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар: Комигиз, 1947. С. 10–21.
6. *Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В., Эйно О. Л.* Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутского угленосного района // Советская геология. – 1948. – № 33. – С. 7–30.
7. *Войновский-Кригер К. Г.* Краткая объяснительная записка к оценке геологических материалов по листам двухсоттысячной карты Печорского угольного бассейна. – Воркута, 1956.
8. *Войновский-Кригер К. Г.* Ордовик Лемвинской структурно-фациальной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1960. – Т. 35. – № 3. – С. 51–62.
9. *Войновский-Кригер К. Г.* Силур Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1961. – Т. 36. – № 3. – С. 38–54.
10. *Войновский-Кригер К. Г.* Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (Западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1962. – Т. 37. – № 2. – С. 103–123.
11. *Войновский-Кригер К. Г.* Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1963. – Т. 38. – № 2. – С. 56–77.
12. *Гессе В. Н.* Предварительные результаты геологосъемочных работ в бассейне р. Пага // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 1, 1961.
13. *Гессе В. Н.* Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – С. 3–6.
14. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-IX. Объяснительная записка / Сост. Б. В. Грибанов, М. С. Калецкая, А. Д. Миклухо-Маклай. Ред. И. И. Краснов. – М., 1963.

15. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-X. Объяснительная записка / Сост. К. Г. Войновский-Кригер, Н. В. Гессе, К. П. Евсев. Ред. К. А. Львов. – М., 1963.
16. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XX. Объяснительная записка / Сост. А. Д. Миклухо-Маклай. Ред. Ю. Д. Смирнов. – М., 1972.
17. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XIV. Объяснительная записка / Сост. В. Н. Гессе, Г. И. Дашкевич. Ред. И. И. Краснов. – М., 1987.
18. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XV. Объяснительная записка / Сост. В. Н. Гессе и др., ред. Ю. Б. Евдокимов. – М., 1975.
19. Геокриология СССР. Европейская территория СССР. – М.: Недра, 1988. – 358 с.
20. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3: Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа. – М.: Недра, 1965. – 491 с.
21. Гидрогеология СССР. Т. 14.: Урал. – М.: Недра, 1972. – 648 с.
22. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XXV / В. Н. Иванов, Т. Б. Жаркова, И. Ю. Курзанов и др.
23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XXI, XXII / Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев и др. (подписана к изданию в 2009 г.).
24. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI / Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев и др.
25. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 – Воркута. Объяснительная записка / М. А. Шишкин, А. П. Астапов и др. Ред. В. П. Водолазская – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
26. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ на 1.01.2004 г. Вып. 81, ч 2: Республика Коми. – М., 2004.
27. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ на 1.01.2010 г. Вып. 82, ч 2: Республика Коми. – М., 2010.
28. *Гудельман А. А., Лютиков Н. В., Анищенков Л. А.* Новые сведения о геологии Лемвинской структурно-формационной зоны по результатам бурения скважины 1-Восточно-Лемвинская // Мат-лы XV геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар, 2009.
29. *Дембовский Б. Я., Попов М. Я.* Медистые песчаники западного склона Полярного Урала // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР: Сб. трудов. Вып. 8. – Сыктывкар, 1976. С. 319–325.
30. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л.* Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений в бассейне р. Лемва. – Свердловск, 1988. С. 26–41.
31. *Дембовский Б. Я. и др.* Ордовик Приполярного Урала – Свердловск, 1990.
32. *Добрецов Н. Л.* Основы тектоники и геодинамики. – Новосибирск: Изд-во НГУ, 2011. – 492 с.
33. *Елисеев А. И.* Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. – Л.: Наука, 1973. – 96 с.
34. *Елисеев А. И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. – Л.: Наука, 1978. – 204 с.
35. *Зеленов К. К.* Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. – М.: Наука, 1963. – С. 30–86.
36. *Золов К. К., Волченко Ю. А. и др.* Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. – Екатеринбург, 2001.
37. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1 : 2 500 000, 2004.
38. *Колесник Л. С.* Фация глауконитсодержащих пород в нижнем ордовике Полярного Урала // Тезисы докладов 6-й Балтийской стратиграфической конференции. – СПб., 2005.

39. *Контарь Е. С.* Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале // Объяснительная записка к карте размещения месторождений меди, свинца, цинка на Урале в масштабе 1:1 000 000. – Екатеринбург, 2001.
40. *Костюченко С. Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы Международного совещания «Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов» (Опалиха, 12–15 мая 1993 г.). – М., 1994. – С. 121–133.
41. *Котляр Г. В., Коссовая О. Л., Шишов С. Б., Журавлев А. В., Пухонто С. К.* Граница отделов перми в разнофациальных отложениях Севера России: событийно-стратиграфический подход // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12. – № 5. – С. 29–54.
42. *Кративнер Р. Б.* Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камы-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильма // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. – Уфа, 1976.
43. *Кривцов А. И., Беневольский Б. И., Блинова Е. В. и др.* Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов // Методическое руководство. Вып. «Золото». – М.: ЦНИГРИ, 2002.
44. Объяснительная записка к комплекту карт геофизической основы Геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 по листу Q-41-XV / Ред. Т. П. Литвинова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
45. *Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И.* Экогеология Республики Коми и восточной части Ненецкого автономного округа. – Сыктывкар: Пролог Плюс, 2004. – С. 20–23.
46. *Пухонто С. К.* Стратиграфия и флористическая характеристика пермских отложений угольных месторождений Печорского бассейна. – М.: Научный мир, 1998. – 252 с.
47. *Пучков В. Н.* Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.: Наука, 1979. – 258 с.
48. *Пучков Н. В.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Геотектоника. – 1996. – № 2. – С. 16–33.
49. *Рафаилович М. С.* Модели вертикальной геохимической зональности месторождений золота и их использование при поисковых работах. Учебно-методическое пособие. – Усть-Каменогорск, 2002. – 165 с.
50. *Рафаилович М. С., Мизерная М. А., Дьячков Б. А.* Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах. – Алматы, 2011. – 271 с.
51. Регламент оценки, апробации, учета и мониторинга металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов категории P₃ твердых полезных ископаемых. – СПб., 2009.
52. *Ротай А. П.* Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). – Инта, 1947.
53. *Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П. и др.* Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. – Свердловск, 1981. – 229 с.
54. *Склярёв Е. В.* Интерпретация геохимических данных. – М., 2001.
55. *Склярёв Е. В.* Метаморфизм и тектоника. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 216 с.
56. *Соколова Е. А.* О марганценовых вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. – М.: Наука, 1963. – С. 209–233.
57. *Соколова Е. А.* Марганценовость вулканогенно-осадочных формаций // Тр. ГИН РАН. – 1982. – № 360. – 195 с.
58. Угленосная формация Печорского бассейна. – Л.: Наука, 1990. – 176 с.
59. Фосфатные руды России: классификация, особенности состава и строения. – Казань: ЦНИИгеолнеруд, 2005. – 226 с.
60. *Хворова И. В., Ильинская М. Н.* Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. – М.: Наука, 1963. – С. 87–160.

61. *Чальшев В. И., Варюхина Л. М.* Биостратиграфия перми Северо-Востока европейской части СССР. – Л.: Наука, 1968. – 243 с.
62. *Черкашин А. В., Шишкин М. А., Молчанова Е. В.* Результаты абсолютного датирования петротипических массивов риолитов пожемавского комплекса на участке Пожемавис // Мат-лы XV Геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар, 2009. – С. 74–77.
63. *Чернов А. А.* Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя // Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г. – М.–Л.: Изд-во. АН СССР, 1936. – С. 5–81.
64. *Шишкин М. А.* Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал). // Геотектоника. – 1989. – № 3. – С. 86–95.
65. *Шишкин М. А.* Стратиграфия харотской свиты на юге Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана, 1990. – С. 25–37.
66. *Шишкин М. А.* Геология зоны сочленения Елецких и Лемвинских фаций на западном склоне Полярного Урала. Канд. дис. – Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 2003.
67. *Юдович Я. Э. и др.* Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых формациях Пай-Хоя // Тр. КФАК СССР. Рудообразование на Тимане и севере Урала. – 1981. – № 34.
68. *Юдович Я. Э., Шишкин М. А., Лютиков Н. В.* Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала. – Сыктывкар: Пролог, 1998. – 340 с.

Фондовая

69. *Астахов В. И.* Отчет по договору № 19 «Разработать методику интерпретации аэрокосмических данных, получаемых системами ДЗ нового поколения при геологическом картировании поверхностных отложений масштаба 1 : 200 000 в закрытых районах Европейской Арктики». СПб., 1998.
70. *Афанасьева Т. А., Зархидзе В. С.* Создание стратиграфических схем палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений и легенд к геологическим картам масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Воркута, 1993.
71. *Богацкий В. И.* Составление, подготовка к изданию монографии «Формирование залежей нефти и газа Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна». Отчет по теме № 188. Комигеолфонд, 2005.
72. *Бутров М. В.* Абезьский участок в Печорском угольном бассейне. 1951.
73. *Бушуев А. С.* Информационный отчет о результатах поисковых сейсмозвездочных работ на Харутской площади в 1992–1993 гг. (сейсмопартия 30893), г. Ухта, 1995.
74. *Водолазский В. Н.* Отчет о работе Хановейской гравиметровой партии в Интинском районе Коми АССР в 1963 г. Воркута, 1964.
75. *Водолазский А. И.* Геологическое строение территории листов Q-41-54-B(г); Г(в,г); -55-B(в); -66-B(а,б), северной половины Q-41-67-A(в). Отчет Кокпельской ГПСП о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1965 г. Воркута, 1966.
76. *Водолазский А. И. и др.* Геологическое строение территории листов Q-41-66-A(б); Q-41-66-B(а,б) и южной половины Q-41-66-B(в,г); Q-41-67-A(в). Отчет Кокпельской ГПСП о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1966 г. Воркута, 1967.
77. *Водолазский А. И., Гуренчук Г. П., Рапп Э. М.* Геологическое строение территории листов Q-41-54-B(г), Г(в,г); 55-B(в); 66-A(б,г), Б, В(б), Г(а,б); 67-A(а,в), В(а). Отчет Кокпельской ГПСП о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 по работам 1965–1967 гг. Воркута, 1968.
78. *Водолазский А. И., Маков В. М., Водолазская В. П.* Геологическое строение территории листов Q-41-54-B(г), Г(в,г); 55-B(в); 66-A(б,г), Б, В(б), Г(а,б); 67-A(а,в), В(а) (дополнение к отчету Кокпельской ГПСП о результатах поисково-оценочных работ на участках проявлений меди и литохимических аномалиях). Воркута, 1970.
79. *Водолазский А. И., Игнатов Н. П., Водолазская В. П.* Геологическое строение территории листов Q-41-65-Г(г); 66-B(в); 77-B(а,б) (отчет Моллюдовождской–Воравождской ГПСП по работам 1969 г.). Воркута, 1970.

80. *Водолазский А. И. и др.* Геологическое строение территории листов Q-41-65-Б (г); Г(б,г); 66-А(в); В(а,в,г); Г(в,г); 67-В(в). Отчет Молжовской ГПСП по геолого-поисковым работам масштаба 1 : 50 000 за 1968–1970 гг. Воркута, 1971.

81. *Водолазский А. И., Енокян В. С. и др.* Фации и стратиграфия силурийских и нижнедевонских отложений западного склона Полярного Урала. Воркута, 1973.

82. *Водолазский А. И.* Палеозойские отложения и особенности геологического развития Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Канд. дис. – Л.: Наука, 1983.

83. *Войновский-Кригер К. Г.* Геологические исследования в бассейне рек Елец, Сарт-Ю и Кечьпель (Полярный Урал). Воркута, 1942.

84. *Войновский-Кригер К. Г., Сулимов И. Н.* Верховья р. Лемвы и ее притоков – Харута и Пага. Геологические исследования 1942 г. Воркута, 1943.

85. *Войновский-Кригер К. Г.* Геологические исследования в верховьях рек Сось и Елец в 1952 г. Воркута, 1953.

86. *Гессе В. Н., Овчинников Б. М.* Геологическое строение северной половины листа Q-41-XV. Воркута, 1958.

87. *Гессе В. Н., Пиотровская Г. С.* Геологическое строение южной трети листа Q-41-XV (Отчет Пагинской поисково-съёмочной партии за 1958 г.). Воркута, 1959.

88. *Гессе В. Н.* Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 3–6.

89. *Голубев С. А.* Глаукониты бассейна р. Усы (Коми АССР). – 1943. – № 851.

90. *Гуслицер Б. И., Лосева Э. И., Андреичева Л. Н.* Стратиграфия верхнекайнозойских отложений нефтегазоносных районов Печорской низменности. Ухта, 1981.

91. *Гуслицер Б. И., Лосева Э. И.* Кайнозойские отложения Печорского Приуралья и их перспективность на полезные ископаемые россыпного типа. Воркута, 1986.

92. *Гуськов В. А., Колесник Л. С. и др.* Отчет «Изучение разрезов с целью биостратиграфического расчленения девон-каменноугольных баритоносных отложений Пальникско-Собского района Полярного Урала». Воркута, 1980.

93. *Дембовский Б. Я., Маслов М. А. и др.* Геологическое строение территории листов Q-41-33-Б(г), Г(1/2в,1/2г), Q-41-34-А(в,г),В, Q-41-45-Б, Q-41-46-А,Б. Отчет Елецкой, Шервожской и Лек-Елецкой ГСП по работам масштаба 1 : 50 000 за 1965–1966 гг., Воркута, 1967.

94. *Дембовский Б. Я., Бабушкин В. А., Герасимов Н. Н. и др.* Отчет по объекту: «Производство геологического доизучения и групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 Каро-Елецкой площади». Воркута, 1983. Т. I–V.

95. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Терешко В. В.* Отчет по объекту: «Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования масштаба 1 : 50 000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала за 1986–1989 гг. Воркута», 1989.

96. *Дмитриев К. П.* Отчет о работе Интинской гравиметровой партии № 2/58 и Лемвинской гравиметровой партии № 3/58-59 в Интинском и Печорском районах Коми АССР и Ненецком национальном округе летом 1958 г. и зимой 1958–1959 гг. Фонды УТГУ, 1959.

97. *Евсеев К. П.* Отчет о результатах маршрутных редакционно-увязочных геологических исследованиях, произведенных в Лемвинском районе Полярного Урала в 1954–1955 г. Комигеолфонд, 1958.

98. *Енокян В. С. и др.* Отчет «Формации и главнейшие особенности геологического строения Тимано-Североуральского региона (окончательный отчет по теме)», 1976.

99. *Зарубин Д. А.* Горно-геологическое обоснование на застройку месторождений полезных ископаемых объектом «Система магистральных газопроводов Бованенково–Ухта в Интинском, Печорском, Сосногорском и Ухтинском районах Республики Коми. Горно-геологическое обоснование застройки Сармаюского месторождения опок». Сыктывкар, 2007.

100. *Золоторева Н. И.* Отчет по теме «Обобщение материалов по строительному сырью в Интинском промышленном районе и составление прогнозной карты масштаба 1 : 100 000. Воркута, 1990.

101. *Иванченко А. М., Шкарин И. М.* Отчет о результатах поисковых работ на медь, проведенных Грубейнской поисковой партией в верховьях рек Грубе-Ю, Пага и В. Погурей в 1962 г. Воркута, 1963.
102. *Ильюшенков А. Я. и др.* Оценка геологических уровней локализации стратиформного медно-молибденового оруденения в вулканогенно-осадочных комплексах доордовика в северной части Полярного Урала. Полярный, 1994.
103. *Ильюшенков А. Я. и др.* Отчет о результатах работ на марганцевые руды в южной части Собско-Пайпудынской площади (результаты работ за 1995–2003 гг.). Полярный, 2003.
104. *Карпович В. Э., Бусыгина Е. Н., Кротов М. Л. и др.* «Отчет по гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-41-XIV,XV». Воркута, 1986.
105. *Картюк Е. А., Османова Н. С.* Отчет о результатах поисково-детальных сейсмо-разведочных работ на Северо-Хорутской площади (Северо-Харутская сейсмпартия 596) Ухта, 2002.
106. *Кириллов И. А.* Отчет о результатах поисково-опробовательских работ на медь, проведенных летом 1960 г. Чигимской ГПП в верховьях рек Чигим-Харута, 1961.
107. *Конева А. Н.* Отчет о работе Уральской гравиметрической партии 18/67 в пределах Войкар-Сынинского гипербазитового массива на территории Коми АССР и Ямало-Ненецкого национального округа Тюменской области. Воркута, 1968.
108. *Криночкин В. Г. и др.* Отчет по теме «Оценка марганценосности геологических формаций Тюменского Урала». Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1994.
109. *Кузнецов Н. Б., Руженцев С. В., Савельева Г. Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Северо-Войкарской площади. Листы Q-41-XVI,XVII. Полярный, 2001.
110. *Куликов Г. Н., Блюм Э. А., Крель Б. И.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной на Лемвинской площади и в северной части Предуральского передового прогиба (Коми АССР) в 1984 г. Л., 1986.
111. *Лютиков Н. В., Жданова О. С. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Пальникском и Хойлинском проявлениях барита на Полярном Урале за 1976–1978 гг. Воркута, 1978.
112. *Лютиков Н. В., Белова Т. Е. и др.* Изучение закономерностей размещения баритов в Собско-Пагинской зоне и их прогнозная оценка. Воркута, 1984.
113. *Лютиков Н. В., Фомин С. И.* Общие поиски баритов центральной части Лемвинской структурно-фациальной зоны за 1983–1984 гг. Воркута, 1984.
114. *Лютиков Н. В. и др.* Рабочие материалы к отчету по объекту «Геологическое доизучение и ГГС масштаба 1 : 50 000 Восточно-Грубейнской и Харутской площадей на территории листов Q-41-65-В,Г; 66-В,Г; 76-А,Б,В,Г; 77-В», 1991–1992 гг. (рукопись, работы не завершены). Воркута, 1992.
115. *Лютиков Н. В., Котельников В. Г., Кузьмин М. И.* Информационный отчет по объекту «Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Кокпельской площади на территории листов Q-41-54-В(г), Г(в,г); 55-В(б,в,г); 65-Б(г); 66-А(б,в,г); 66-Б и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листов Q-41-54-В(б),Г(а,б); 55-В(а) с общими поисками». Воркута, 1995.
116. *Макарихин В. В., Гуренчук Г. П., Шалопанова Л. А.* Геологическое строение территории листа Q-41-56-Б (отчет Верхне-Лагортинской ГПСП по работам 1964 г., масштаб 1 : 50 000). Воркута, 1965.
117. *Маков В. М. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в Лемвинской СФЗ за 1974–1977 гг. Пага-Лемвинской и Харутской ГПП, 1977.
118. *Максимова С. И.* Отчет о работах Интинской № 534/71-72, Косьюской № 531/71-72 геофизических гравиметрических партий в Печорском, Интинском районах Коми АССР в 1971–1972 гг. Ухта, 1973.
119. *Малкин Б. В., Воргачева Е. Ю.* Отчет о результатах работ по объекту «Составление геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабытнанги в границах минерагенических районов» М., 2009.
120. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Отчет по теме «Магматические формации западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя». Воркута, 1977.

121. *Ненастьева В. Е.* Сводка по месторождениям строительных материалов Интинского, Печорского, Усть-Целемского, Ижемского и Троицко-Печорского районов Коми АССР, 1960, № 3038.

122. *Новакова Н. Г. и др.* Опыт-методические работы по совершенствованию методики поисков марганцевых руд, связанных с мезо-кайнозойскими корами выветривания в пределах западного склона Полярного Урала за 1988–1992 гг. Воркута, 1992.

123. *Новакова Н. Г. и др.* Опыт-методические работы по оценке перспективности марганцевосных кор выветривания в Кожимском районе как источников природных пигментов. Воркута, 1994.

124. *Острижний М. Ю. и др.* Отчет по договору № 1.01.07-02 «Оценка нефтегазоносности перспективных поднадвиговых зон Западного склона Урала и Предуральяского прогиба и направление развития геолого-разведочных работ, 2002.

125. *Островский Л. Я., Пономарев В. А., Костюк М. А. и др.* Прогнозная оценка фосфатного сырья в Талота-Пайпудыньском синклинии Полярного Урала. Информационный отчет за 1988 г. Тюмень, 1988.

126. *Островский Л. Я., Пенчук В. Н.* Оценка геологических условий локализации фосфоритового оруденения в различных структурно-формационных зонах Полярного Урала. Информационный отчет по тематическим работам за 1991–1994 гг. Пос. Полярный: ОАО «ПУГПП», 1995.

127. *Островский Л. Я., Показаньева В. Н.* Отчет по теме «Марганцевое оруденение структурно-вещественных комплексов Полярного Урала». Тюмень: ОАО «СибНАЦ», 2004.

128. *Островский Л. Я., Шадрин А. Н.* Количественная оценка прогнозных ресурсов фосфоритов Полярного Урала. Тюмень: ОАО «СибНАЦ», 2007.

129. *Петров В. Ф.* Отчет о результатах картировочного бурения на территории северной половины листа Q-41-XV. Воркута, 1961.

130. *Подбелова Е. А., Харламов Ю. С., Швидак А. А., Орлова Р. П.* Отчет о работах Уральской и Салехардской аэрогеофизических партий за 1964 г. Л., 1965 г. ТГФ, 1965.

131. *Попов А. И. и др.* Отчет о производстве геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в Воркутинском промышленном районе на территории листов Q-41-20-А,Б; Q-41-21-А,Б,В. М., 1962.

132. *Попов М. Я.* Геолого-экономический обзор и прогнозно-промышленная оценка перспектив развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых территории деятельности ГПП «Полярноуралгеология» по состоянию на 1.01.1993 г. Воркута, 1998.

133. *Прямоносов А. П. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) Пайпудыньской площади, лист Q-41-XII на Полярном Урале. Тюмень, 2001.

134. *Пухов Ф. П.* Отчет марганцевой партии о поисково-опробовательских работах в бассейне р. Уса. Воркута, 1943., Росгеолфонды.

135. *Пухонто С. К.* Отчет по теме: «Корреляция стратотипических и опорных разрезов пермских отложений Печорского угольного бассейна для целей составления унифицированных стратиграфических схем перми Урала», Воркута, 1996.

136. *Расторгуев В. А., Галиуллин И. З., Агафонов А. Г. и др.* ГМК-200 листа Q-41-XV (Кокпельская площадь). Отчет по Государственному контракту № 1-09 от 17.08.2009 г. по работам 2009–2011 гг. Лабитнанги, 2011.

137. *Ремизов Д. Н., Галиуллин И. З.* Отчет по объекту «ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII XXI, XXII (Восточно-Войкарская площадь)». Лабитнанги, 2009.

138. *Русанов В. А.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки с КАМ-28, выполненной в районе Косью-Роговской мегасинклинали и гряды Чернышова в 1975–1976 гг. Масштаб съемки 1 : 50 000. Л., Воркута, 1977.

139. *Салдин В. А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала // Канд. дис. – Сыктывкар, 1996.

140. Сводный баланс запасов кремнистого (опал-кристобалитового) сырья на территории Республики Коми по состоянию на 1.01.2012 г. Сыктывкар, 2012.

141. Сводный баланс запасов кирпичных глин на территории Республики Коми по состоянию на 1.01.2012. Сыктывкар, 2012.
142. Сводный баланс запасов песков для строительных работ и производства силикатных изделий на территории Республики Коми по состоянию на 1.01.2012 г. Сыктывкар, 2012.
143. *Смирнова А. Г.* Отчет о поисковых и разведочных работах на Сармаюском месторождении кирпичных глин в Интинском районе Коми АССР. Воркута, 1959.
144. *Соловейчик И. Л.* Материалы гидрогеологических и инженерно-геологических разведочных работ на территории свх. «Горняк» (Сивая Маска), в связи с водоснабжением, 1944.
145. *Софронов Г. П.* Краткий отчет разведочной партии на марганец, 1938.
146. *Черепанов Г. Г., Такташкин Б. А.* Техничко-экономические соображения о возможном промышленном значении стратиформных руд Полярного Урала (медистые песчаники). Воркута, 1984.
147. *Шишкин М. А., Лапишин Н. В. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Грубеинской площади. «Полярноуралгеология». Воркута, 1988.
148. *Шишкин М. А., Лапишин Н. В.* Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 Качамылькской площади на территории листов Q-41-45-Б, Q-41-46-А с общими поисками. Отчет Пачвожской ГПП за 1988–1990 гг. Воркута, 1990.
149. *Шишкин М. А., Оберман Н. Г., Олиферук А. Ф. и др.* Предварительная разведка центральной части Парнокского месторождения железо-марганцевых руд. Отчет Пачвожской ГРП за 1991–1994 гг. Воркута, 1995.
150. *Шишкин М. А.* Поисковые и поисково-оценочные работы на марганец на Пачвожской перспективной площади. Отчет Пачвожской ГРП за 1988–1995 гг. Воркута, 1995.
151. *Шишкин М. А.* Легенда к геологической карте Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Воркута, 1999.
152. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А. и др.* Отчет по объекту ГДП-200 листов Q-41-ХІХ,ХХ (Пачвожско-Лемвинская площадь). Воркута: Комигеолфонд, 2002.
153. *Шишкин М. А., Синькова Е. А., Коробейникова Н. Е.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (изд. 2-е). Отчет по объекту: «Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200». – СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009.
154. *Шкурина В. Н., Овчинникова В. П.* Отчет о работах Восточно-Роговской геофизической сейсморазведочной партии № 45/74-75 на территории, подчиненной Воркутинскому горсовету КОМИ АССР и в Ненецком национальном округе Архангельской области, зимой 1974–1975 гг., Ухта, 1975.
155. *Шляхова Х. Т., Макарихин В. В., Шляхов В. Н.* Геологическое строение территории листа Q-41–56-Б. Фонды ПГО «Полярноуралгеология», 1964.
-

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных
на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Q-41-XV
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название место- рождения	Тип (К – коренное)	Номер по списку литературы	Примечание, состо- яние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Абразивные материалы и гидравлические добавки					
О п о к и					
I-1	1	Сармаюское	К	18, 140	Законсервировано

**Список месторождений полезных ископаемых,
показанных на карте четвертичных отложений листа Q-41-XV
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К–коренное)	Номер по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
Гравийно-песчаный материал					
I-1	2	Карьер № 8	К	18, 100, 142	Законсервировано
I-1	4	Карьер № 9	К	18, 100, 142	Законсервировано
I-2	2	Карьер № 371	К	18, 100, 142	Законсервировано
I-2	4	Карьер № 11	К	18, 100, 142	Законсервировано
I-3	4	Карьер № 14	К	18, 100, 142	Законсервировано
I-3	5	Сивомаскинское	К	18, 100, 142	Эксплуатируется
Строительные пески					
I-2	3	Карьер № 10	К	18, 100, 142	Законсервировано
I-3	7	Карьер № 12	К	18, 100, 142	Законсервировано
Глины кирпично-керамзитовые					
I-1	3	Сармаюское	К	18, 132, 141	Законсервировано
I-3	6	Горняк	К	100, 132, 141	Законсервировано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимических потоков (ВГХП), комплексных геохимических ореолов (КГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Q-41-XV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Железо				
IV-4	20	Верховья левого притока р. Вост. Кокпела	18, 79	ПМ. Гидротермально измененные алевритистые сланцы погурейской свиты (C_3-O_1pg). Длина зоны – 1 км при мощности 8,5–9 м
IV-4	36	Истоки рек Тумболова и Игядейюган	18	ПМ. Вкрапленность титансодержащего гематита в хлорит-альбит-кварцевом катаклазите кокпельской свиты (O_1kk)
IV-4	43	Правобережье верховьев р. Игядейюган	18, 86	ПМ. Вкрапленность титансодержащего гематита в коренном выходе погурейской свиты (C_3-O_1pg)
IV-4	45	Правобережье р. Игядейюган	79	ПМ. Вкрапленность пластинчатого гематита в песчаниках и ортосланцах погурейской свиты (C_3-O_1pg). Содержание Fe_2O_3 – 5–6 % (до 18,4 %)
Марганец				
II-3	1	Район устья р. Покойница-Шор	115	ПМ. Охры по карбонатам пагатинской свиты (O_1pt) в зоне тектонического контакта, сод. MnO – до 7,55 %
II-3	3	Правобережье р. Пага	115	ПМ. Охры в зоне тектонического контакта харотской (S_1-D_1hr) и пагатинской (O_1pt) свит, MnO – 3,19 %
II-4	5	Левобережье р. Погурей	136	ВГХО. В донных отложениях аномально высокие содержания марганца (до 10–12 %)
II-4	14	Правобережье р. Покойница-Шор	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания марганца (0,8–2,0 %)
III-3	1	Район Самсоновых гор	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания марганца (0,2–0,5 %)
III-3	2	Район Самсоновых гор	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания марганца (0,3–3,0 %)
III-3	10	Верховья руч. Шарвож	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания марганца (0,15–0,25 %)
III-4	3	Верховья р. Кокпела	136	ПМ. Кремнистые сланцы няньворгинской свиты (D_2-C_1nv) с прослойками – Mn оруденения (MnO 9,75 %)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	9	Верховья руч. Молдшор	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания марганца (0,5–1,0 %)
IV-2	17	Верховья руч. Тарвож	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания марганца (0,15–2,0 %)
IV-3	1	Левобережье р. Кокпела	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания марганца (0,15–2,0 %)
Т и т а н				
IV-4	55	Верховья руч. Эффзивный	18	ПМ. Агрегаты кристаллов ильменита в полевошпат-кварцевых жилах, TiO ₂ 8–10 %
Цветные металлы				
М е д ь				
II-4	16	Правобережье р. Погурей	115	ПМ. Кварц-карбонатные прожилки с вкрапленностью халькопирита, примазками малахита и азурита в базальтовых порфиритах моллюдвожской свиты (RF ₃ –C _{1ml})
III-4	1	Левобережье р. Погурей	115	ПМ. Зона окварцевания и дробления в песчаниках погурейской свиты (C ₃ –O _{1pg}) с вкрапленностью пирита
III-4	2	Правобережье руч. Брекчиевый	115	ПМ. Вкрапленность и шаровидные обособления пирита в УКС няньворгинской свиты (D ₂ –C _{1IV}), Cu 0,02 %
III-4	7	Правобережье р. Ниж. Кокпела	115	ПМ. Примазки малахита-азурита в базальтовых порфиритах моллюдвожской свиты (RF ₃ –C _{1ml}), Cu 0,03 %
III-4	8	Река Ниж. Кокпела	18, 75	ПМ. Примазки медной зелени в зоне разлома среди коренных пород моллюдмусюрской свиты (O _{1-2?md})
III-4	12	Левый борт руч. Промежуточный	115	ПМ. Вкрапленность и шаровидные обособления пирита в породах моллюдвожской свиты (RF ₃ –C _{1ml})
III-4	13	Водораздел рек Ниж. и Сред. Кокпела	18	ПМ. Вкрапленность борнита и примазки малахита в кварцевых жилах среди базальтовых порфиритов моллюдмусюрской свиты (O _{1-2md})
III-4	14	Левобережье р. Погурейсоим	18	ПМ. Борнит-халькозиновая минерализация в кварцевых жилах среди пород погурейской свиты (C ₃ –O _{1pg}), среднее содержание Cu в жилах 1,5 %
III-4	15	Левобережье р. Сред. Кокпела	18, 115	ПМ. Примазки малахита и редкая вкрапленность борнита в долеритах орангьюганско-лемвинского комплекса, содержание Cu – 0,05 %
III-4	16	Верховья р. Сред. Кокпела	18	ПМ. Вкрапленность халькопирита с примазками малахита в карбонат-кварцевых прожилках среди базальтовых порфиритов моллюдмусюрской свиты (O _{1-2md}), Cu – 0,01 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	17	Левобережье р. Сред. Кокпела	115	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в кварц-карбонатных прожилках в измененных долеритах оранжеугоанско-лемвинского комплекса, Cu – 0,17 %
III-4	18	Верхнекокпельское	77, 18, 115	П. Зоны окварцевания в вулканитах моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml}) с вкрапленностью халькозина и борнита, примазками малахита. Содержание Cu – до 0,28 %.
III-4	19	Правобережье р. Верх. Кокпела	75,18	ПМ. Примазки малахита–азурита в зоне окварцевания оранжеугоанско-лемвинского долеритового комплекса
III-4	20	Левобережье верховьев р. Верх. Кокпела	75,18	ПМ. Мелкая вкрапленность халькопирита и борнита в риолитовых порфирах пожемского риолитового комплекса
III-4	21	Верхнекокпельское (южный фланг)	77, 115	П. Вкрапленность сульфидов меди в кварцевых прожилках на контакте песчаников моллодмусюрской свиты (O _{1-2?md}) и риолитовых порфиров пожемского комплекса, Cu – до 0,47 %
III-4	22	Левобережье р. Верх. Кокпела	77, 115	ПМ. Вкрапленность халькопирита, борнита и халькозина в кварцевых жилах среди габбродолеритов оранжеугоанско-лемвинского комплекса, содержание Cu до 0,1 %
III-4	23	В 3200 м от устья р. Верх. Кокпела	115	ПМ. Зона пиритизации в апогаббровых blastoктаклазитах моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})
III-4	24	Среднее течение р. Кокпела	75, 18	ПМ. В зоне разлома среди пород моллодмусюрской свиты (O _{1-2?md}) примазки малахита и отдельные зерна борнита
IV-3	8	Район выс. отм. 314,2 м	18, 87	ПМ. Примазки малахита и азурита в породах моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})
IV-3	9	Верховья р. Тумболова	18, 87	ПМ. Примазки гидрокарбонатов меди в отложениях моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})
IV-3	13	Верховья р. Моллодвож	18, 87	ПМ. Примазки малахита по трещинам сланцеватости в конгломератах моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})
IV-3	15	Южный склон выс. отм. 436,3 м	18, 87	ПМ. Примазки малахита и азурита в порфиритах моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})
IV-3	16	Река Моллодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечается халькозин в единичных знаках
IV-3	17	Южный склон выс. отм. 536,0 м	79	ПМ. Примазки малахита в базальтовых порфири-тах моллодмусюрской свиты (α _{1-2?md}), содержа-ния Cu до 0,1 %
IV-3	20	Верховья р. Моллодмусюр-Ю	18	ПМ. Примазки малахита в эффузивах моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})
IV-3	22	Правобережье р. Моллодмусюр-Ю	18	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита в пор-фиритах моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})
IV-3	23	Северный склон с отм. 550,2 м	18	ПМ. Примазки малахита и азурита в кварцевых жилах, секущих порфиры моллодвожской свиты (RF ₃ -C _{1ml})

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	27	ЮВ склон с отм. 550,2 м	18	ПМ. Примазки малахита и азурита в кварцевых жилках, секущих порфириды молдвожской свиты (RF_3-C_1ml)
IV-3	28	Верховья р. Молдвож-Ю	18	ПМ. Примазки малахита и азурита в порфиритоидах(?) молдвожской свиты (RF_3-C_1ml)
IV-4	1	Верховья р. Верх. Кокпела	75, 18	ПМ. Примазки малахита в расланцованных туфах молдвожской свиты (RF_3-C_1ml)
IV-4	2	Перевальное	78	П. Кварц-карбонатные прожилки с сульфидами меди в измененных андезибазальтовых порфиритах, Cu – до 0,22 %
IV-4	3	Верховья р. Кокпела	18	ПМ. Примазки малахита в филлитах молдвожской свиты ($O_{1-2}md$)
IV-4	5	Кокпельское	78	П. Зоны пиритизации в измененных основных породах молдвожской свиты (RF_3-C_1ml). Cu – до 0,01 %
IV-4	6	Район выс. отм. 354,3 м	18	ПМ. Борнит по трещинам отдельности в габродолеритах оранжевоганско-лемвинского комплекса ($vO_{1-2}ol$)
IV-4	7	Район выс. отм. 286,1 м	18	ПМ. Вкрапленность борнита в габродолеритах оранжевоганско-лемвинского комплекса ($v\beta O_{1-2}ol$)
IV-4	9	Верховья руч. Тумболовавож	18	ПМ. Зерна борнита и примазки малахита в кварцевых жилах молдвожской свиты ($O_{1-2}md$)
IV-4	10	Тумболовавожское	76, 78, 117	П. Кварцевые жилы и прожилки с вкрапленностью халькопирита в зоне пиритизации по измененным риолитам пожежского комплекса, содержания Cu – до 1,02 %
IV-4	11	Правобережье р. Тумболова	18	ПМ. Примазки гидрокарбонатов меди и отдельные зерна борнита на плоскостях сланцеватости в порфиридах молдвожской свиты (RF_3-C_1ml)
IV-4	12	Верховья руч. Тумболовавож	18	ПМ. Примазки малахита-азурита и зерна борнита в порфиридах молдвожской свиты ($O_{1-2}md$)
IV-4	13	Верховья р. Тумболова	136	ПМ. Примазки малахита в зоне разлома среди песчаников молдвожской свиты (RF_3-C_1ml), содержание Cu – 0,3 %
IV-4	15	В 5,7 км на СЗ от горы Игдейтайке	136	ПМ. Примазки малахита в долеритах рангоганско-лемвинского комплекса ($v\beta O_{1-2}ol$), содержание Cu – 0,83 %
IV-4	17	Истоки р. Вост. Кокпела	18	ПМ. Примазки малахита и азурита в зеленых амфиболовых сланцах кокпельской свиты (O_{kk})
IV-4	18	Истоки р. Вост. Кокпела, отм. 636,7	18	ПМ. Единичные зерна борнита и примазки гидрокарбонатов меди в риолитах пожежского комплекса (λC_3-O_p)
IV-4	21	Истоки р. Вост. Кокпела, отм. 707,0	79	ПМ. Примазки малахита в габродолеритах оранжевоганско-лемвинского комплекса ($v\beta O_{1-2}ol$), Cu – 0,005 %
IV-4	22	Верховья р. Молдвож	18	ПМ. Зерна борнита и примазки малахита в хлорит-амфиболовых сланцах молдвожской свиты ($O_{1-2}md$)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	23	Северный склон выс. отм. 793,5 м	18	ПМ. Кварц-карбонатные жилы с пленками малахита, секущие сланцы погурейской свиты (\mathcal{E}_3-O_{1pg})
IV-4	24	Верховья р. Моллюдовож, отм. 833,0 м	18	ПМ. Зерна борнита и примазки малахита–азурита в хлорит-амфиболовых сланцах кокпельской свиты (O_{1kk})
IV-4	25	Район выс. отм. 827,0 м	18, 79	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в песчаниках моллюдмусюрской свиты ($O_{1-2?md}$), содержание меди – 1,97 %
IV-4	26	Верховья р. Тумболова	136	ПМ. Примазки малахита в метадолеритах моллюдмусюрской свиты ($O_{1-2?md}$), содержание Cu – 0,8 %
IV-4	27	Восточный склон горы Игядейтайкеу	18	ПМ. Примазки малахита и азурита в риолитовых порфирах пожемского риолитового комплекса ($\lambda\mathcal{E}_3-O_{1p}$)
IV-4	28	Западный склон горы Игядейтайкеу	18, 79, 117	ПМ. Примазки малахита в зоне пиритизации портосланцам кокпельской свиты (O_{1kk}), содержание Cu – 0,48 %
IV-4	29	Восточный склон выс. отм. 783,5 м	18	ПМ. Примазки малахита–азурита и зерна халькопирита в зеленых сланцах погурейской свиты (\mathcal{E}_3-O_{1pg})
IV-4	30	Восточный склон выс. отм. 540,8 м	18	ПМ. Примазки малахита и азурита в зеленых сланцах погурейской свиты (\mathcal{E}_3-O_{1pg})
IV-4	31	Моллюдовожское	80, 115	П. Вкрапленность сульфидов и самородной меди в измененных песчаниках и гравелитах моллюдмусюрской свиты ($O_{1-2?md}$), содержания Cu 0,01–1,86 %. Ресурсы Cu P_2 – 50 тыс. т, P_3 – 500 тыс. т
IV-4	32	Район выс. отм. 690,1 м	18	ПМ. Примазки малахита и азурита в риолитовых порфирах пожемского комплекса
IV-4	33	Юганское	18, 80, 117	П. Мощная зона пиритизации в алевритистых сланцах грубенской свиты (O_{1gr}), содержание – до 0,4 %, Pb – 0,1 %
IV-4	34	Северный склон выс. отм. 695,2 м	106	ПМ. Вкрапленность медных минералов в сланцах погурейской свиты (\mathcal{E}_3-O_{1pg}), содержание Cu – 0,19 %
IV-4	35	Район выс. отм. 833,0 м	18	ПМ. Вкрапленность борнита и халькопирита в кварцевых жилах среди пород моллюдмусюрской свиты ($O_{1-2?md}$)
IV-4	37	Район горы Игядейтайкеу	136	ПМ. Желвак кварца с примазками малахита в сланцах кокпельской свиты (O_{1kk}), содержание Cu – 0,94 %
IV-4	39	Верховья р. Тумболова	18	ПМ. Зона надвига, примазки гидрокарбонатов и сульфидов меди в кварцевой жиле (моллюдмусюрская свита $O_{1-2?md}$)
IV-4	41	Район руч. Пиритовый	18, 79	ПМ. Зона пиритизации в измененных сланцах погурейской свиты (\mathcal{E}_3-O_{1pg}), содержание Cu – 0,02 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	44	Верховья р. Игдейюган	18, 79	ПМ. Зона пиритизации в измененных алевритистых сланцах погурейской свиты ($\text{C}_3\text{-O}_{1pg}$), содержание Cu – до 0,01 %
IV-4	46	Северный склон выс. отм. 938,0 м	79	ПМ. Примазки малахита в амфиболовых сланцах кокпельской свиты (O_{1kk})
IV-4	47	Центрально-Юганское	18, 8	П. Зона пиритизации с вкрапленностью халькопирита и галенита в измененных терригенных породах погурейской свиты ($\text{C}_3\text{-O}_{1pg}$), содержание Cu 0,3–0,5 %
IV-4	48	Северный склон выс. отм. 977,2 м	18	ПМ. Вкрапленность халькопирита и примазки малахита в кварцевых жилах в эффузивах кокпельской свиты (O_{1kk})
IV-4	49	Район выс. отм. 938,0 м	79	ПМ. Зона пиритизации в ортосланцах кокпельской свиты (O_{1kk}), содержание Cu – 0,005 %
IV-4	50	Восточный склон выс. отм. 846,0 м	79	ПМ. Зона пиритизации в риолитовых порфирах пожемского комплекса ($\lambda\text{C}_3\text{-O}_{1p}$), содержание Cu – до 0,05 %
IV-4	52	Район руч. Эффузивный	18	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди (грубеинская свита O_{1gr}). По данным химанализа, содержание Cu – 1,53 %
IV-4	54	Район выс. отм. 921,0 м	79	ПМ. Примазки малахита в порфиридах кокпельской свиты (O_{1kk})
IV-4	56	Верховья руч. Эффузивный	18	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в кварцевослюдистых сланцах грубеинской свиты (O_{1gr})
IV-4	57	Верховья руч. Борнитовый	18	ПМ. Примазки малахита–азурита и вкрапленность сульфидов меди в сланцах кокпельской свиты (O_{1kk})
IV-4	58	Левобережье верховьев руч. Эффузивный	106	ПМ. Зона вкрапленной медной минерализации в породах погурейской свиты ($\text{C}_3\text{-O}_{1pg}$), содержание Cu – 0,3 %
IV-4	61	Район проявления Южно-Юганское	80	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в кварцевой жиле (погурейская свита $\text{C}_3\text{-O}_{1pg}$), содержание Cu – до 0,2 %
IV-4	62	Верховья руч. Борнитовый	18, 79	ПМ. Медная минерализация в породах погурейской свиты ($\text{C}_3\text{-O}_{1pg}$), содержание Cu 0,16 %
IV-4	63	Южно-Юганское	18, 80, 117	П. Вкрапленная минерализация сульфидов меди в кварцевых жилах среди измененных пород погурейской свиты ($\text{C}_3\text{-O}_{1pg}$), содержание Cu –0,24–2,38 %, Pb 0,3 %
С в и н е ц				
II-2	3	Среднее течение р. Пальник-Ю	136	КГХО (Pb, Zn, Ag)
III-3	9	Верховья руч. Шарвож	136	КГХО (Pb, Zn, Ag)
III-3	11	Верховья ручьев Иерашор и Улысвож	136	КГХО (Pb, Zn, Ag)

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Н и к е л ь				
II-4	10	Район оз. Пагаты	136	ПМ. В углеродисто-кремнистых сланцах пагинской свиты (D_1-2pg), содержание Ni – 0,3 %
В о л ь ф р а м				
II-3	2	Правобережье р. Пага	136	ПМ. В углисто-кремнистых породах харотской свиты (S_1-D_1hr), содержание W – 0,05 %
II-4	9	Район оз. Пагаты	136	ПМ. В углисто-кремнистых сланцах харотской свиты (S_1-D_1hr), содержание W – 0,05 %, P_2O_5 – 1,83 %
II-4	11	Правобережье р. Пага	136	ПМ. В углеродисто-кремнистых сланцах харотской свиты (S_1-D_1hr), содержание W – до 0,04 %, Ni – до 0,15 %
II-4	12	Район оз. Пагаты	136	ПМ. В углеродисто-кремнистых сланцах харотской свиты (S_1-D_1hr), содержание W – 0,04 %, Ni – 0,15 %, V – 0,08 %
IV-3	2	Нижнее течение р. Тумболова	136	ПМ. В кремнистых породах няньворгинской свиты (D_2-C_1nv), содержание W – 0,04 %, Ni – 0,1 %
Р е д к и е м е т а л л ы				
III-2	4	Правый приток р. Кокпела	79	ШП. В шлихах отмечаются циркон с содержанием до 10–20 г/м ³ , монацит, ортит и золото в знаках
III-2	6	Река Кокпела	79	ШП. В шлихах отмечаются циркон, монацит, ортит и золото в знаках
III-2	7	Река Кокпела	79	ШП. В шлихах отмечаются циркон от единичных знаков до 5–10 г/м ³ , монацит, ортит в знаках
III-2	8	Река Кокпела	79	ШП. В шлихах отмечаются циркон и монацит в единичных знаках
III-3	3	Река Кокпела	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит, циркон в единичных знаках
III-3	4	Река Кокпела	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит, циркон в единичных знаках
III-3	6	Руч. Улысвож	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит, циркон, золото в единичных знаках
III-3	7	Река Тумболова	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, золото, циркон в единичных знаках
III-4	5	Нижнекокпельское	18, 77, 115	П. Пластовые тела кварцевых альбитофиров в породах моллюдожской свиты (RF_3-C_1ml), прогнозные ресурсы (P_1) TR 7,5 тыс. т, Zr 10 тыс. т, Nb 1,4 тыс. т, Ta 0,2 тыс. т
IV-2	2	Река Моллюдмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит и циркон в единичных знаках
IV-2	3	Река Моллюдмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит и циркон в единичных знаках

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	4	Руч. Молодвож	79	ШП. В шлихах отмечается циркон в единичных знаках
IV-2	13	Река Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечается монацит в единичных знаках
IV-2	14	Правый приток р. Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечается циркон в единичных знаках
IV-2	15	Река Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечается циркон с содержанием 5–10 г/м ³
IV-2	19	Река Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит в единичных знаках
IV-2	21	Левый приток р. Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечается монацит в единичных знаках
IV-3	4	Руч. Молодвож	79	ШП. В шлихах отмечается монацит в единичных знаках
IV-3	6	Руч. Молодвож	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит и циркон в единичных знаках
IV-3	7	Руч. Молодвож	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит и циркон в единичных знаках
IV-3	10	Правый приток руч. Молодвож	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит и малакон в единичных знаках
IV-3	11	Руч. Молодвож	79	ШП. В шлихах отмечаются малакон в единичных знаках, циркон с содержанием до 5–10 г/м ³
IV-3	12	Руч. Молодвож	79	ШП. В шлихах отмечается циркон с содержанием до 5–10 г/м ³
IV-3	18	Река Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, малакон, ксенотим в единичных знаках, циркон с содержанием до 5–10 г/м ³
IV-3	21	Река Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, малакон, ортит, ксенотим и циркон в единичных знаках
IV-3	24	Правый приток р. Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются циркон с содержанием до 5–10 г/м ³ , ортит – в единичных знаках
IV-3	25	Правый приток р. Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются циркон с содержанием до 5–10 г/м ³ , ортит в единичных знаках
IV-3	26	Правый приток р. Молодмусюр-Ю	79	ШП. В шлихах отмечаются циркон, малакон, монацит, шеелит в единичных знаках
IV-4	16	Река Тумболова	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит, циркон в единичных знаках
IV-4	19	Река Кокпела	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит, циркон в единичных знаках
IV-4	38	Район горы Игядейтайкеу	136	ПМ. В песчаниках кокпельской свиты (О ₁ кк) содержания Zr 0,5 %, Y 0,05 %, V 0,03 %, Ti 0,8 %, Sc 0,008 %, Nb 0,012 %
IV-4	40	Река. Игядейюган	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ксенотим, циркон в единичных знаках
IV-4	42	Река Игядейюган	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит, циркон в единичных знаках

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	53	Река Игядейюган	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, циркон в единичных знаках
IV-4	59	Река Игядейюган	79	ШП. В шлихах отмечается монацит в единичных знаках
IV-4	60	Река Игядейюган	79	ШП. В шлихах отмечаются монацит, ортит, циркон в единичных знаках
Благородные металлы				
З о л о т о				
II-4	1	Река Пальник-Ю	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота
II-4	2	Река Пальник-Ю	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота 4 мг/т
II-4	6	Слияние рек Пага и Погурей	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота 5 мг/т
II-4	8	Река Пага	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота
II-4	13	Низовья р. Покойница-Шор	136	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания золота 4 мг/т
II-4	15	Правобережье р. Погурей	115	ПМ. В протолочной пробе песчаников основания погурейской свиты (С ₃ -O ₄ pg) установлен 1 знак золота 0,25 мм
III-1	1	Река Кокпела	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота
III-2	5	Река Кокпела	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота
III-3	12	Река Тумболова	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота 4 мг/т
III-4	4	Правобережье р. Кокпела	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота 4 мг/т
III-4	9	Река Ниж. Кокпела	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота до 15 мг/т
III-4	11	Правобережье р. Кокпела	136	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания золота 4 мг/т
IV-1	3	Река Тарьяха	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота
IV-2	1	Река Кокпела	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота
IV-2	16	Река Молюдмусюр-Ю	136	ВГХП. В донных отложениях повышенные содержания золота – 0,26–1,0 г/т
IV-2	18	Река Молюдмусюр-Ю	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота
IV-2	20	Ср. течение р. Молюдмусюр-Ю	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота – 4 мг/т
IV-3	5	Руч. Молюдвож	18	ШП. В шлихах отмечаются единичные знаки золота

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	14	Верховья р. Молюдмусюр-Ю	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота до 50 мг/т
IV-3	19	Молюдмусюрское	80,117	П. Зона пиритизации в риолитовых порфирах пожемского комплекса ($\lambda C_3 - O_1 p$). Рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Содержание Au – 0,3–1,1 г/т; Ag – 1,3–10,8 г/т (пробирный анализ)
IV-4	4	Верховья р. Кокпела	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота – 4 мг/т
IV-4	8	Руч. Тумболовавож	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота – 4–5 мг/т
IV-4	14	Верховья р. Верх. Кокпела	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота – 4 мг/т
IV-4	64	Верховья р. Игдей-юган	136	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания золота – 5–20 мг/т

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Оптические материалы

Кварц оптический и пьезоэлектрический

IV-2	6	Правобережье руч. Молюдвож	79	ПМ. В кварцитовидных песчаниках пагинской свиты (D_{1-2pg}) зона окварцевания со стекловидным кварцем
IV-2	11	Район выс. отм. 278,0 м	79	ПМ. В кварцитовидных песчаниках пагинской свиты (D_{1-2pg}) зона окварцевания со стекловидным кварцем
IV-3	3	Правобережье руч. Улысвож (верховья)	79	ПМ. В кварцитовидных песчаниках пагинской свиты (D_{1-2pg}) зона окварцевания со стекловидным кварцем

Химическое сырье

Флюорит

III-4	6	В устье руч. Брекчиевый	115	ПМ. Флюорит в кварц-кальцитовых прожилках в известняках няньворгинской свиты ($D_2 - C_{1IV}$)
III-4	10	Верховья руч. Троговой	115	ПМ. Флюорит в кварц-кальцитовых прожилках в известняках няньворгинской свиты ($D_2 - C_{1IV}$)

Бариты

II-4	4	Пальникское	115	П. Стратиформное баритовое оруденение в разрезе пагинской свиты (D_{1-2pg}). Содержания $BaSO_4$ в кремнисто-баритовых рудах 28–55,2 %, в существенно баритовых 71,95–81,35 %. Авторские ресурсы баритовых руд $P_1 - 7,3$ млн т. Утвержденные ресурсы рудного поля $P_1 - 3$ млн т, $P_2 - 5$ млн т
------	---	-------------	-----	--

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	51	Район горы Игдейтайкеу	136	ПМ. В риолитах пожемского комплекса ($\lambda\epsilon_3 - O_{1p}$) содержание Ва $\gg 1\%$
Минеральные удобрения				
Фосфориты				
II-3	4	Левобережье р. Пага	136	ПМ. В кремнистых породах няньворгинской свиты ($D_2 - C_{1nv}$) по данным силикатного анализа, $P_2O_5 - 7,3\%$
II-4	7	Слияние рек Пага и Погурей	136	ПМ. Желваки в углисто-кремнистых сланцах пагинской свиты (D_{1-2pg}) содержат $P_2O_5 - 15,74\%$ (силикатный анализ)
III-3	8	Низовья р. Тумболова	79	ПМ. Фосфатно-кремнистые конкреции в углистых аргиллитах яйюской свиты (C_{1-3jj}), содержание $P_2O_5 - 12,07\%$
IV-2	7	Правобережье руч. Молудвож	79	ПМ. Повышенные содержания P_2O_5 в отложениях харотской свиты ($S_2 - D_{1hr}$)
IV-2	8	Верховья р. Молудмусюр-Ю	79	ПМ. В породах пагинской свиты (D_{1-2pg}) повышенные содержания $P_2O_5 - 1,56-6,98\%$ (хим. анализ)
IV-2	10	Левобережье р. Молудмусюр-Ю	79	ПМ. В породах харотской свиты ($S_2 - D_{1hr}$) повышенные содержания P_2O_5
IV-2	12	1 км на ЮВ от выс. отг. 241,7 м	79	ПМ. В породах харотской свиты ($S_1 - D_{1hr}$) повышенные содержания $P_2O_5 - 6,98\%$, радиоактивность 31-54 мкР/ч
Абразивные материалы				
Опоки				
I-3	3	Река Пальник-Ю	18	П. Горизонт опок в глауконит-опоковой толще верхнего мела (K_2go), сырье пригодно для изготовления пуццоланового цемента и абразивного материала
I-4	2	Низовья р. Пальник-Ю	18	П. Горизонт опок в глауконит-опоковой толще верхнего мела (K_2go), сырье пригодно для изготовления пуццоланового цемента и абразивного материала
III-1	3	Река Кокпела	18	П. Горизонт опок в глауконит-опоковой толще верхнего мела (K_2go), сырье пригодно для изготовления пуццоланового цемента и абразива
III-2	1	Левобережье р. Пага	18	П. Горизонт опок в глауконит-опоковой толще верхнего мела (K_2go), сырье пригодно для изготовления пуццоланового цемента и абразивного материала
III-2	3	Пальникшорское	18	П. Горизонт опоквидных песчаников 4,6 м, мощность вскрыши – 0,8 м, сырье пригодно для изготовления пуццоланового цемента и абразивного материала

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	Номер по списку литерату- ры	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	1	Левобережье р. Кокпела	18	П. Горизонт опок в глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), сырье пригодно для изготовления пуццоланового цемента и абразивного материала
Строительные материалы				
П е с ч а н и к и				
III-3	5	Река Тумболова	18	П. Кварцитовидные песчаники
IV-2	5	Руч. Молюдвож	18	П. Кварцитовидные песчаники
Прочие ископаемые				
Г л а у к о н и т				
I-2	1	Река Уса	18	П. В глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), мощность вскрыши – 3–4 м
I-3	1	Усинское	18	П. В глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), выход глауконита – 50–56 %
I-3	2	Река Пальник-Ю	18	П. В глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), мощность пласта – 3 м
I-4	1	Оз. Пальник-Ты	18	П. В глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), мощность пласта – 2,5–3 м
III-1	2	Ур. Пальник-Щелья	18	П. В глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), мощность пласта – 2,5–3,5 м
III-2	2	Река Пага	18	П. В глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), мощность пласта – 6,5–7 м
IV-1	2	Река Кокпела	18	П. В глауконит-опоковой толще верхнего мела (K ₂ gO), мощность пласта – 2,5–3 м

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых
территории листа Q-41-XV
(по состоянию на 1.01.2012 г.)**

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория запасов и прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие полезные ископаемые				
Угледородное сырье	Горючий газ	Перспективные структуры – 2	С ₃	4,521 млрд м ³
Металлические полезные ископаемые				
Черные металлы	Марганец	Рудная зона потенциальная – 1	Р ₃	10,3 млн т
Благородные металлы	Золото	Рудная зона потенциальная – 1	Р ₃	18,0 т
Неметаллические полезные ископаемые				
Химическое сырье	Бариты	Рудное поле потенциальное – 1	Р ₁ Р ₂	3 млн т 5 млн т
Абразивные материалы	Опоки	Месторождение – 1	А + В + С	19,940 млн м ³
Строительные материалы	Глины	Месторождение – 1	А + В + С	3,034 млн м ³
Обломочные породы	Пески, ПГС	Месторождение – 1	А + В + С	1,669 млн м ³

**Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления
листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых
и их прогнозных ресурсов на территории листа Q-41-XV
(по состоянию на 1.01.2012 г.)**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
Марганец					
1	2.2.1 Пальник-Мусюрская потенциальная марганцеворудная зона	Впервые выделенный объект	Р _з 10,3 млн т	Р _з + 10,3 млн т	Поисковые работы масштаба 1 : 50 000
Золото коренное					
2	0.0.1 Кокпельская потенциальная золоторудная зона	Впервые выделенный объект	Р _з 18,0 т	Р _з + 18,0 т	Поисковые работы масштаба 1 : 50 000

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований

Индекс клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-1	1	Скважина. Опорный разрез глауконит-опоковой толщи верхнего мела K_2go	[129], СДК-408
I-3	2	Скважина	[129], СК -1
I-1	3	Скважина	[18], Скв. 1
I-1	4	Скважина	[129], СМ-4
I-2	5	Скважина	[129], СДК-391
I-1	6	Скважина	[71], Северо-Устьемвинская
I-3	7	Скважина	[129], СДК-392
I-3	8	Скважина	[129], СДК-402
II-1	9	Скважина	[129], СДК-405
II-1	10	Скважина	[71], Усть-Лемвинская
II-1	11	Скважина	[129], СДК-409
II-2	12	Скважина	[129], СДК-404
II-3	13	Опорное обнажение пагинской свиты (D_{1-2pg})	[25], № 118
II-4	14	Опорное обнажение пагатинской свиты в составе нерасчлененных пагатинской, кибатинской, качамылькской свит ($O_{1-3pt-kc}$)	[25], № 119
II-3	15	Опорное обнажение кибатинской свиты в составе нерасчлененных пагатинской, кибатинской, качамылькской свит ($O_{1-3pt-kc}$)	[25], № 120
III-4	17	Опорное обнажение моллюдмусюрской свиты ($O_{1-2?md}$)	[25], № 121
IV-3	18	Стратотипический разрез моллюдвожской свиты (RF_3-C_1ml)	[25], № 122
IV-3	19	Петротипический массив моллюдвожского базальт-риолитового вулканического комплекса в составе моллюдвожской свиты (RF_3-C_1ml)	[25], № 123
IV-1	23	Скважина	[28], 1 Восточно-Лемвинская

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
III-4-16	Проявление TR Нижнекопельское, молудожская свита? альбитофир	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	$151 \pm 1,7$	[136], TH572
IV-4-20	Орангьюганско-лемвинский комплекс, габбродолерит	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	591 ± 4	[136], TH517
IV-4-21	Пожемский комплекс, риолит	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	$551 \pm 3,6$	[136], TH510
IV-4-22	Орангьюганско-лемвинский комплекс, долерит	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	$386,0 \pm 4,6$	[136], TH540
IV-4-24	Пожемский комплекс, риолит	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	488 ± 5	[136], TH539/11

Список опорных обнажений и опорных разрезов по буровым скважинам, показанных на карте четвертичных образований

Индекс клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-1	1	Опорный разрез роговской серии (gmE-lrg) и пачвожской морены (gllpč)	[129], скв. СДК-408
I-3	8	Опорный разрез роговской серии (gmE-lrg) и пачвожской морены (gllpč)	[129], скв. СДК-402
II-1	11	Опорный разрез третьей надпойменной террасы (α^3llsd)	[129], скв. СДК-409
II-1	9	Опорный разрез роговской серии (gmE-lrg) и третьей надпойменной террасы (α^3llsd)	[129], скв. СДК-405
II-2	12	Опорный разрез роговской серии (gmE-lrg) и пачвожской морены (gllpč)	[129], скв. СДК-404
I-2	11	Мамонтова Курья, опорный разрез второй надпойменной террасы (α^2llsj)	[69]
I-3	12	Опорный разрез роговской серии (gmE-lrg) и третьей надпойменной террасы (α^3llsd) по р. Юньяха	[136], т. н. 1152

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Геологическая изученность	8
Стратиграфия	18
Интрузивный магматизм.....	69
Тектоника	84
История геологического развития.....	89
Геоморфология	93
Полезные ископаемые	98
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.....	119
Гидрогеология.....	139
Эколого-геологическая обстановка	144
Заключение.....	150
Список литературы.....	152
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Q-41-XV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	160
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа Q-41-XV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	161
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимиче- ских потоков (ВГХП), комплексных геохимических ореолов (КГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их	

размещения листа Q-41-XV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	162
<i>Приложение 4.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений территории листа Q-41-XV (по состоянию на 1.01.2012 г.)	174
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых территории листа Q-41-XV (по состоянию на 1.01.2012 г.)	175
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов на территории листа Q-41-XV (по состоянию на 1.01.2012 г.)	176
<i>Приложение 7.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований	177
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	178
<i>Приложение 9.</i> Список опорных обнажений и опорных разрезов по буровым скважинам, показанных на карте четвертичных образований	179

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
масштаба 1 : 200 000
издание второе
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XV (Мескашор)
Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование *О. Е. Степурко*
Верстка *М. Г. Столярова*

Подписано в печать 06.09.2017. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 11,5. Уч.-изд. л. 16.
Тираж 150 экз. Заказ 41715200

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328–8121, факс 321–8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
