

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ПОЛЯРНО-УРАЛЬСКОЕ
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ» (ОАО «ЛУГТП»)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Цифровое издание
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XVII (р. Танью)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3):(0.08)(470.13)

Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев, А. О. Косьянов и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (цифровое издание). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVII (р. Танью). **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014, 199 с.

Дается описание материалов по стратиграфии, интрузивным и метаморфическим образованиям центральной части Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала, его восточных предгорий и прилегающей части Западно-Сибирской низменности. Описаны стратиграфические подразделения в возрастном диапазоне от раннего ордовика до позднего мела включительно, а также четвертичные отложения, магматические образования палеозоя. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории. Рассмотрены закономерности их размещения. Дана оценка прогнозных ресурсов. Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

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

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

Табл.6, ил. 18, список лит. 104 назв., прил. 8.

А в т о р ы:

*Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев, А. О. Косьянов,
Е. А. Лебедева, А. Д. Матюшков, М. В. Носиков, С. Ю. Петров,
М. Н. Петрова, С. Т. Ремизова, М. Л. Сахновский, А. В. Степунин,
С. Н. Сычев, С. Н. Суриков, М. А. Чуйко*

Научный редактор *М. А. Шишкин*

Эксперты НРС: *А. В. Жданов, Л. Р. Семенова, А. К. Иогансон*

Рекомендована к печати НРС Роснедра
23 ноября 2009 г.

© Роснедра, 2014

© ОАО «ПУГГП», 2009

© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009

© Коллектив авторов, 2009

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-41-XVII в административном отношении входит в состав Шурышкарского района Ямало-Ненецкого автономного округа и лишь небольшая часть в юго-западном углу планшета принадлежит к территории Республики Коми. Ее географическое положение определяется координатами: $66^{\circ}00' - 66^{\circ}40'$ с. ш. и $64^{\circ} - 65^{\circ}$ в. д.

Орографически рассматриваемая территория делится на три части: горную (Большой Урал), предгорную (Малый Урал) и равнинную (Западно-Сибирская низменность).

Горная часть листа относится к Войкаро-Сынинскому массиву. Рельеф последнего сильно расчленен, максимальные высотные отметки достигают значений 1107,0 м (безымянная вершина над оз. Пайты), а минимальные составляют 280–360 м в днищах тороговых долин. Горный массив изобилует многочисленными карами, цирками, трогами, каньонами с обрывистыми субвертикальными бортами. Перепады высот между днищами трогов и водоразделами достигают 300–500 м. В карах нередко располагаются небольшие ледники. Водоразделы, как правило, относительно плоские, представляют собой сохранившиеся фрагменты разноуровневных поверхностей выравнивания 900–1000 м и 600–800 м, ступенями спускающиеся к предгорьям. Гребневидные водоразделы редки.

Между главным Уральским хребтом и низменностью в зоне предгорий расположена холмисто-увалистая гряда Малого Урала с абс. отм. 200–300 м, максимальная 323,0 м (гора Манюку-Мусюр). Последняя отделена от главного хребта Лагортинской межгорной впадиной, по большей части заболоченной, с абс. отм. 120–200 м. В Малоуральской гряде относительные превышения составляют 100–250 м. Попадающая в пределы рассматриваемой территории крайняя западная часть Западно-Сибирской низменности в целом характеризуется отметками 60–80 м, минимальные – 20–40 м в долинах притоков р. Обь–р. Ларьеган и Емьеган. Эта часть территории сильно заболочена, здесь расположены многочисленные озера.

Главные водотоки принадлежат к бассейну р. Обь и текут к востоку и юго-востоку. Это (с северо-востока на юго-запад): Бурхойла, Левая и Правая Пайера, Хойла (последние четыре, сливаясь, образуют р. Танью), Лагортаю, Трубаю, Манюкую. Все реки района несудоходны – ширина их составляет несколько десятков метров, а обычная глубина 0,5–2 м лишь в отдельных

«ямах» достигает нескольких метров. Вместе с тем эти водотоки являются серьезным препятствием для вездеходного транспорта и во время весеннего паводка непреодолимы. В межень они, как правило, могут быть преодолены на участках бродов, к которым сходятся дороги гусеничного транспорта.

Климат района субарктический, снеговой покров держится 8 месяцев (отдельные снежники многолетние), амплитуда колебаний температур от -45 до $+31$ °С, среднегодовая от $-5,4$ до $-8,9$ °С. Теплый период с температурой воздуха выше 0 °С начинается в последней декаде июня и длится до сентября; снежный покров ложится во второй половине сентября и сходит в конце июня. В глубоких карах верховьев главных рек и их притоков, а также на склонах северной экспозиции снежники часто сохраняются в течение всего лета, а иногда и несколько лет подряд. Лето прохладное и дождливое, для значительной части горной площади характерны частая облачность, низкие туманы и штормовые ветры до 7–8 баллов. В летние месяцы, преимущественно в середине–конце июля часты грозы, атмосферное давление меняется резко и часто.

Повсеместно развита вечная мерзлота, верхняя часть которой в течение лета оттаивает на 0,5–2 м.

Территория района расположена в пределах трех растительных зон: тундры (Войкаро-Сынинский горный массив), лесотундры (гряда Малого Урала, Приобская низменность) и лесов (лиственница, береза, реже ель). Леса растут в долинах крупных рек отдельными островками и на склонах (преимущественно юго-восточных) высот Малого Урала. Широко представлены кустарники: карликовая береза, ива, ольха, можжевельник. Травяная растительность распространяется до высот 800–850 м, выше присутствуют только мхи и лишайники.

Постоянное и кочевое население на территории отсутствует. Животный мир весьма убог. В лесотундровой зоне очень редко встречаются медведи, волки, лоси; в тундре – куропатки и лемминги. В горных реках преобладает хариус, в озерах Западно-Сибирской низменности водятся обычные для региона рыбы: сиговые, щука, окунь, красноперка. Самое крупное в регионе оз. Варчаты, северное окончание которого попадает на территорию листа, является промысловым.

В экономическом отношении изученный район не освоен. Населенные пункты на рассматриваемой территории отсутствуют. Ближайшие населенные пункты находятся на железной дороге Сейда–Лабытнанги: поселки Елецкая, Харп, Обская, а также г. Лабытнанги. Через площадь вдоль восточного склона Урала, проходит вездеходно-тракторная дорога, которая через скавные перевалы Хараматолоу, Хойлинский, Лагортинский соединяется с аналогичной дорогой, идущей вдоль западного склона Урала.

Для колесного транспорта рассматриваемая территория непроходима. Становится непроходимой она и для гусеничного транспорта в период весеннего паводка (май–начало июня).

Обнаженность геологических объектов территории листа весьма неравномерна. Наиболее обнажены породы райизско-войкарского и кэршорского комплексов, слагающих самый высокий и наиболее расчлененный Войкаро-Сынинский горный массив с многочисленными скальными бортами трогов,

каров, цирков и каньонов, между которыми располагаются поля крупноглыбовых элювиально-делювиальных развалов, что обеспечивает относительно равномерную площадную обнаженность. Весьма слабо обнажена территория межгорной впадины между Войкаро-Сынинским массивом и грядой Малого Урала, сложенная преимущественно гранитоидами собского и янаслорского комплексов. Они обнажены главным образом в береговых обрывах главных водотоков (реки Тянью и Лагортаю) и образуют отдельные останцы и преимущественно крупноглыбовые развалы на относительно повышенной части впадины западнее р. Тянью (ниже устья р. Лагортаю). Довольно слабо обнажены геологические объекты Малого Урала, представленные единичными останцами среди покрытых лесом отдельных полей развалов пород. Мезозойские образования расположенного на юго-восточной части территории листа фрагмента Западно-Сибирской низменности обнажены в единственном месте – ими сложена гора Игла на южном берегу одноименного озера.

Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 первого поколения территории листа не издавалась. При этом материалы по ГК-200 [96] к настоящему времени значительно устарели. Поэтому основой для составления Госгеолкарты явились в первую очередь материалы ГДП-50 под руководством П. М. Кучерины [84], материалы ГДП-200 [79], данные собственных полевых исследований авторов [73], материалы поисковых работ на хромиты [92, 93], благородные металлы [74, 101].

Работы по ГМК-200 и подготовка к изданию второго поколения Государственной геологической карты листа Q-41-XVII масштаба 1 : 200 000 были начаты в 2006 г. Проведены четыре полевых сезона, в задачу которых входило уточнение дискуссионных вопросов стратиграфии и магматизма, прогнозно-поисковые работы на хромиты, медь, золото и другие виды полезных ископаемых, с опережающим геохимическим опробованием по первичным и вторичным ореолам на перспективных участках [102]. Более подробно результаты полевых и поисковых работ отражены в отчете по ГМК-200 [73]. В камеральный период с учетом полученных данных проведено обобщение материалов геологосъемочных, поисковых, разведочных и геофизических работ, выполненных в пределах листа.

Наименее обоснованной осталась рисовка геологической карты по западно-сибирской части территории листа, которая полностью перекрыта неоген-четвертичными отложениями, а материалы бурения редки (всего пробурено пять опорных скважин). В основу рисовки геологической карты здесь положена карта масштаба 1 : 500 000, составленная сотрудниками ЗапСиб-ВНИГНИ [89] с учетом материалов сейсморазведки.

Из смежных листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 к настоящему времени комплекты карт второго поколения отсутствуют, за исключением листов Q-41-XI [55], и Q-41-XVI [39], которые находятся в издании. По листу Q-41-X [7] издана карта первого поколения, которая в значительной степени устарела. Карта на прилегающий с востока лист Q-41-XVIII не издавалась. Северная рамка с листом Q-41-XI полностью увязана, как и западная с подготавливаемым к изданию листом Q-41-XVI.

Геологические карты и зарамочное оформление к ним, а также Объяснительная записка выполнены в соответствии с основными положениями «Ме-

тодического руководства по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2009 г.), «Временными требованиями по проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200» (1998 г.). Цифровые модели 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), (СПб., 2009). Электронная база первичных данных составлена только по материалам собственных работ в форматах Word и Access.

В полевых работах по объекту в течение всего периода принимали участие сотрудники ФГУП «ВСЕГЕИ»: докт. геол.-минер. наук Д. Н. Ремизов (отв. исп.), докт. геол.-минер. наук С. И. Григорьев, А. Д. Матюшков, С. Ю. Петров, М. В. Носиков, А. О. Косьянов, М. Н. Петрова, С. Н. Сычев, Н. Г. Григорьева, А. В. Степунин; в разные годы: канд. геол.-минер. наук М. А. Шишкин, Е. В. Молчанова, А. В. Черкашин, Е. А. Лебедева, С. В. Калаус; сотрудники ИГ КНЦ УрО РАН докт. геол.-минер. наук С. Т. Ремизова, канд. геол.-минер. наук А. А. Соболева, канд. геол.-минер. наук К. В. Куликова, канд. геол.-минер. наук А. Ф. Хазов, сотрудники ГИН РАН кандидаты геол.-минер. наук Е. В. Хаин и А. А. Федотова. Сопутствующие полевые и камеральные работы по анализу типоморфизма рассыпного золота проводились группой ИГ КНЦ УрО РАН под руководством докт. геол.-минер. наук С. К. Кузнецова. Авторы благодарны участникам полевых работ: кандидатам геол.-минер. наук В. И. Мизину, А. Е. Шмырову, С. Т. Неверову, В. В. Горбенко, М. А. Курочкиной, Ф. Н. Феофилактову, А. Д. Ремизову, Н. Е. Коробейниковой, Э. К. Ибрагимовой.

В составлении комплекта карт и Объяснительной записки к ним принимали участие сотрудники ФГУП «ВСЕГЕИ» Д. Н. Ремизов, М. А. Шишкин, С. И. Григорьев, С. Т. Ремизова, А. Д. Матюшков, С. Ю. Петров, М. Л. Сахановский, М. В. Носиков, А. О. Косьянов, А. В. Степунин, М. Н. Петрова, С. Н. Сычев, С. Н. Суриков, Е. А. Лебедева, Н. Г. Григорьева.

Лабораторные работы выполнены в ЦЛ ФГУП «ВСЕГЕИ. Радиогеохронологические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ».

Определения микрофауны выполнены ведущим научным сотрудником ИГ КНЦ УрО РАН, докт. геол.-минер. наук С. Т. Ремизовой, спорово-пыльцевой анализ – ведущим научным сотрудником ИГ КНЦ УрО РАН, докт. геол.-минер. наук О. П. Тельновой.

Авторы признательны Н. В. Лютикову, В. Г. Котельникову, А. Н. Мельгунову, А. В. Жданову, А. П. Казаку, А. П. Прямоносову, Т. Н. Кривко (Селюковой) и др., оказавшим разностороннюю консультативную помощь и предоставившим материалы собственных исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ, ПОИСКОВЫЕ И РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

В 1951 г. Собинской экспедицией Уральского геологического управления под руководством Р. С. Варгановой и В. Г. Варганова проводилась геологическая съемка 1 : 50 000 на территории листов Q-41-57,69. По материалам съемки эффузивно-осадочные породы разделены на две толщи: нижнюю – позднесилурийско-раннедевонскую, представленную туфами и туффитами, и верхнюю – среднедевонскую, представленную туфами, туффитами и туфобрекчиями с обломками известняков с эйфельской фауной брахиопод. В отчете также приведено краткое описание интрузивных тел, возраст которых принимается послесилурийским, но их соотношение авторами не установлено. Одновременно проведены поисково-разведочные работы на участке скарпового рудопроявления Рудная Горка 3 [95]. Объект оценен отрицательно.

В 1952 г. проводились поисковые работы на молибден и железные руды на участках Хойла-Ты, Ленью, среднего течения Лагортаю [81]. Все участки оценены отрицательно. Участок Хойла-Ты, несмотря на большие размеры вкрапленного оруденения, из-за низких содержаний (железо от 5,9 до 13,5 %; TiO_2 от 0,75 до 1,24 %); участок Ленью – ввиду низкого содержания железа. На участке Лагортаю выявлены незначительные по мощности кварцевые жилы с молибденитом (до 0,007 %), не представляющие практического интереса.

В 1958 г. Полярно-Уральской партией (К. И. Прохорова, Л. А. Бельков, Л. В. Ли) Тюменского геологического управления проведены геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 на территории листа Q-41-XVII. По результатам этих работ подготовлен отчет [96], к которому прилагаются геологическая карта, геоморфологическая карта и карта четвертичных отложений, карта полезных ископаемых, а также разрезы и колонки по Таньинскому профилю. Были пробурены три картировочные скважины, вскрывшие в основном мезозойские отложения. На составленной геологической карте авторы разделили палеозойские эффузивно-осадочные отложения на две части: силурийско-нижнедевонские нерасчлененные и среднедевонские. Описаны и закартированы различные типы изверженных пород без какого-либо анализа их распределения. Карта четвертичных отложений составлена исходя из концепции покровного характера зырянского оледенения. В скважинах

условно выделены ледниково-озерные отложения самаровского оледенения и межледниковые пески. Государственная геологическая карта по материалам ГС-200 не издавалась.

В 1961–1964 гг. в пределах листов Q-41-68-Б, Q-41-69-А,Б, Q-41-57-В,Г Янас-Лорской партией под руководством Н. И. Литовченко и В. А. Романенкова Полярно-Уральской геологоразведочной экспедиции проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [85]. По результатам работ интрузивные породы Войкаро-Сынинского габбро-перидотитового массива подразделены на три разновозрастные группы. К наиболее древнему комплексу плагиогранодиоритов (тоналитов) отнесены интрузии кварцевых диоритов (современный собский комплекс). Наиболее молодыми в районе считались породы группы габбро (габбродиабазы), развитые в восточной части полосы интрузивных образований. Вся толща вулканогенно-осадочных пород восточного склона Полярного Урала отнесена к единой формации, выделенной в малоуральскую свиту средне-позднедевонского возраста. На площади выявлены рудопроявления меди колчеданного типа с сульфидно-вкрапленной минерализацией; железа и меди скарнового типа в зонах экзоконтактов интрузий среднего состава; молибдена в виде медно-молибденовой минерализации гидротермально-пневматолитового типа в массивах гранодиоритов и гранитов.

В 1982–1991 гг. Хараматолоуской партией Полярно-Уральской ГРЭ под руководством П. М. Кучерины проведены работы по ГС-50 листов Q-41-57-А,Б,В-а и геологического доизучения листов Q-41-56-А,Б,В-а; Q-41-57-В-б,в,г, Г-а,в,г в, в ходе которых получена кондиционная геологическая карта масштаба 1 : 50 000 на неперекрытую мезо-кайнозойскими отложениями северо-западную часть листа [84]. Вулканогенно-осадочные отложения объединены в таньюскую толщу поздневенлокско-лудловского возраста. Интрузивные образования отнесены к райизско-войкарскому комплексу гарцбургитов, дунитов, серпентинитов ($\text{Є}_3\text{?}-\text{O}_2$), кэршорскому комплексу габбро-амфиболитов ($\text{Є}_3\text{?}-\text{O}_2$), комплексу параллельных даек ($\text{Є}_3\text{?}-\text{O}_2$), собскому габбродиорит-тоналит-плагиогранитовому комплексу (S_2-D_1), янаслорскому гранодиорит-гранитовому комплексу (D), конгорскому комплексу (D_{2-3}), комплексу плагиогранитов ($\text{D}-\text{C}_1$). По мнению П. М. Кучерины, габбро, присутствующие в полях развития собского комплекса, являются ксенолитами кэршорского комплекса. На участке Элькошор выявлены две рудные зоны, относимые к медно-порфировой формации (проявления Осеннее и Мокрый Лог). На участке Пятиреченский выявлена гидротермально-метасоматическая зона с медносульфидным с платиной оруденением. Составлена детальная карта четвертичных отложений, на которой откартированы все выводные морены ханмейских и полярно-уральских горно-долинных ледников, описаны разрезы четвертичных отложений по многочисленным картировочным скважинам, что позволило выделить в погребенных долинах аллювиальные отложения нижнего неоплейстоцена.

В 1993 г. Северо-Войкарской партией АОТ «ПУГГП» под руководством П. М. Кучерины начаты работы по ГДП-200 листов Q-41-XVI, XVII с подготовкой к изданию Госгеолкарты-200 второго поколения. В 1998 г. работы были переданы ГИН РАН и завершались под руководством Н. Б. Кузнецова

[79]. В результате работы завершены информационным отчетом, карты не были подготовлены к изданию. По материалам этих работ Полярно-Уральская офиолитовая ассоциация включает райизско-войкарский комплекс ультрамафитовых реститов (PZ_1), кэршорский ультрамафит-мафитовый комплекс (D_1), левопайерский комплекс метаморфизованных ультрамафитов – войкариты (D_1), лагортаюский комплекс параллельных даек (D_1). При этом в составе кэршорского комплекса оставлены только фрагменты «полосчатого» дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового состава и габбронориты, а большая часть однородных габбро отнесены к лагортаюскому комплексу, исходя из предположения, что габброидная магматическая камера была зоной, питавшей дайки, что привело к неоправданному расширению полей развития последнего на карте. Отнесение времени формирования полярно-уральских офиолитов к раннему девону обосновывается определениями возраста Sm/Nd методом. В пределах Малоуральской зоны осадочно-вулканогенные толщи расчленены на малоуральскую (S_2-D_1) и варчатинскую (D_{1-2}) свиты. Интрузивные образования отнесены к собскому тоналит-гранодиоритовому (D_1), янаслорскому гранит-лейкогранитовому (D_2) и конгорскому монцит-сиенит-диоритовому (C_1) комплексам. При этом поля конгорского комплекса на листе фактически в основном выделены искусственно (предшественниками на листе комплекс не выделялся) за счет включения в него краевых приконтактных разностей собского комплекса. В пределах Западно-Сибирской низменности на геологической карте показаны четвертичные отложения. Составленная карта четвертичных отложений основывается на идее покровного характера ханмейского оледенения, предельно упрощена в контурах и не отвечает масштабу 1 : 200 000. Полезные ископаемые охарактеризованы недостаточно, оценка прогнозных ресурсов не проводилась.

В конце 1990-х годов под руководством А. М. Овечкина [92] поисковыми работами на хромиты охвачены все перспективные площади и рудопроявления северной части Войкаро-Сынинского массива. Составлена детальная геологическая карта района масштаба 1 : 25 000 и геологические планы масштаба 1 : 2 000–1 : 5 000 на все наиболее крупные и перспективные рудопроявления. С применением горных работ опоисковано восемь рудопроявлений. Проведена оценка рудных тел на глубину бурением скважин на шести рудопроявлениях. На площадях, закрытых мощным чехлом рыхлых отложений, проведены грави-магнито-сейсморазведочные работы. Произведен подсчет запасов категории C_2 на отдельных проявлениях и дана оценка прогнозных ресурсов хромитов по категориям P_1 и P_2 по всем опоискованным объектам. Материалы данных работ отличаются высоким качеством, детальностью проработки и, с некоторым упрощением, положены в основу подготовленной к изданию Госгеолкарты-200/2 по северной части Войкаро-Сынинского массива.

В 2002–2004 гг. ОАО «Ямальская Горная Компания» совместно с ОАО «Ямалзолото» и коллективом сотрудников ЦНИГРИ проведены работы по теме «Изучение процессов локализации россыпей в условиях Полярного Урала» [99], которые охватили в том числе и часть площади листа Q-41-XVII в пределах Малого Урала (северная часть Таньюско-Варчатинской площади). Полевые работы включали рекогносцировочные поисковые маршруты,

ревизионное опробование на золото (штуфные и минералогические пробы), шлихо-геохимические маршруты. Для Таньюско-Варчатинской площади составлены геологическая и металлогеническая карты, структурно-геоморфологическая карта с элементами прогноза экзогенной золотоносности масштаба 1 : 50 000 с результатами опробования на золото, схематическая карта распределения золота в аллювиальных отложениях Лагортинского и Варчатинского рудных узлов масштаба 1 : 100 000. На территории листа выделены два потенциальных золоторудных узла Таньюско-Элькошорский и Манюкумусюрский (по параметрам эти объекты ближе к рудным полям), на которых рекомендовано продолжить поисковые работы на золоторудные объекты золото-скарнового, золото-кварц-сульфидного метасоматического генезиса и золотоносных кор выветривания.

В 2004–2008 гг. ОАО «Ямальская Горная компания» выполняет на собственные средства поисковые работы на золото в пределах Озерно-Пятиреченской перспективной площади [74]. В результате работ установлен ряд закономерностей локализации благороднометалльного оруденения (золото, платина, палладий), а также меди и др. в породах кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и оценены ресурсы полезных компонентов по категориям P_1 и P_2 . На участке Озерный проявлены три природных типа руд: благороднометалльный (палладий, платина, золото), медный и железорудный. Преобладает благороднометалльный тип руд. Основным полезным компонентом является палладий.

В 2007 г. издана Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа Q-41 – Воркута (авторы М. А. Шишкин, А. П. Астапов и др. [15], на которой отражены современные представления по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, полезным ископаемым и прогнозной оценке, в том числе территории листа Q-41-XVII. Достоинством работы является наличие цифровых моделей всех графических приложений, комплекта, что позволяет легко их использовать при картосопоставительских работах.

В 2006–2008 гг. в рамках программы «Урал промышленный – Урал Полярный» под руководством А. Н. Мельгунова [89] на основе анализа всех предшествующих материалов было проведено крупное геолого-минералогическое обобщение и составлен комплект карт (геологическая, полезных ископаемых, четвертичных отложений, магнитного поля, гравитационных аномалий) масштаба 1 : 500 000, данные которого по территории листа Q-41-XVII учтены при составлении геологической карты на территорию Западной Сибири и оценке прогнозных ресурсов при подготовке к изданию.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

С 1949 по 1955 год проводились развернутые тематические работы Полярно-Уральской комплексной экспедицией Института геологических наук АН СССР под руководством А. Н. Сирина. Полученные результаты освещены в работах Н. П. Лупановой и В. В. Маркина, В. Ф. Морковкиной.

В. В. Маркин разработал и обосновал стратиграфическую схему, подразделив все эффузивно-осадочные отложения на ряд свит и слоев; дал их палеонтологическую и вещественную характеристику, указал (где это возможно) критерии проведения границ между стратиграфическими подразделениями. Возраст всех подразделений принят девонским. Н. П. Лупанова дала подробную петрографическую характеристику эффузивных и интрузивных пород, а также исследовала минеральный состав руд и скарнов. В результате работы Полярно-Уральской экспедиции впервые выявлены железорудные проявления Рудная горка 1, 2 и 3 [21].

В. Ф. Морковкина связывала происхождение разнообразных плутонических пород района с воздействием гранитного расплава на гипербазитовую [28].

Следующий этап изучения Войкаро-Сыньинского массива сопряжен с именами А. В. Пейве, Ю. Е. Молдаванцева, Н. П. Хераскова, А. С. Перфильева, Г. Н. и А. А. Савельевых, С. Г. Самыгина, Р. Г. Язевой, В. В. Бочкарёва, А. А. Ефимова, Д. Н. Ремизова и др.

В работах А. С. Перфильева высказано предположение об идентичности «восточных» и «западных» габброидов, обрамляющих ультрамафиты Войкаро-Сыньинского массива и разработал модель формирования гигантской лежачей складки океанической коры при движении ее по принципу тракторной гусеницы [33]. Эта геодинамическая модель была обсуждена и одобрена в ГИН РАН в качестве его докторской диссертации и вошла в тектонические карты Урала 1977 г. под редакцией А. В. Пейве.

В работах А. А. Савельева и С. Г. Самыгина было показано аллохтонное залегание базит-ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива на формациях палеозойской пассивной окраины западного склона Полярного Урала [40].

Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак, Л. Г. Пономарева, Г. Н. Савельева, А. А. Савельев дали подробное описание состава и строения офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород Войкарской зоны Полярного Урала, а также сопоставили их с офиолитовыми комплексами Западного Саяна [34].

Г. Н. Савельева на основе площадного геолого-петрографического изучения Войкаро-Сыньинского массива показала его сложное внутреннее строение, связанное с пластическим течением мантийного субстрата [41].

Значительное внимание габброидам восточного и западного обрамления Войкаро-Сыньинского массива уделяли А. А. Ефимов и Т. А. Потапова. Они установили основные особенности состава этих образований и их соотношение с гипербазитами.

М. И. Буякайте, В. И. Виноградов и др. [11] получили первые изотопно-геохимические характеристики и Rb-Sr возраст офиолитов Войкарской зоны и тоналитов собского комплекса.

В 1973–1983 гг. изучением гранитоидного магматизма и особенно вулканогенно-осадочных образований Малого Урала занимались Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [59]. Они впервые выделили здесь островодужный вулканоплутонический пояс, сделали детальную разбивку вулканогенно-осадочных образований на вулканические комплексы: войкарский спилитовый ($S_2?$), юртым-соимский андезитовый (D_1), тэрэнский андезито-дацитовый (D_{1-2}),

элькошорский базальт-андезитовый (D_{2-3}), кевсоимский трахиандезито-дацитовый (D_{2-3}), варчаты-мусюрский флишоидно-вулканогенно-молассовый (D_3), высказали предположение о принадлежности поздних из них к активной континентальной окраине кордильерского типа, выполнили палеовулканические реконструкции, охарактеризовали рудоносность Малого Урала, выделили медно-порфировый и медно-молибденовый типы оруденения. Данная работа по глубине и степени детальности изучения вулканогенных образований района не утратила своей актуальности до настоящего времени.

В 1983–2004 гг. изучением гранитоидов и вулканитов Малоуральской островной дуги в данном районе занимался Д. Н. Ремизов [38]. Он показал их полное генетическое родство и непрерывность в формировании островодужного вулканно-плутонического пояса и дал сравнительное описание магматизма Войкарского и Щучьинского районов Полярного Урала.

Ряд крупных обобщений по геологическому строению и хромитонности Войкаро-Сынинского массива сделано Б. В. Перевозчиковым с коллегами [94, 78]. Им предлагалось выделять три формационных комплекса ультрабазитов: гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и верлит-дунитовый, различающиеся по количественным соотношениям слагающих их пород, количественно-минеральному составу гарцбургитов и составу хромшпинелидов. Обоснованы прогнозные ресурсы территории.

В 1997–1998 гг. коллективом авторов в составе М. А. Шишкина, В. Г. Криночкина, Т. А. Афанасьевой, П. М. Кучерины и др. составлена Легенда Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 [84]. Для территории листа в основу выделения картируемых подразделений положены рабочие материалы П. М. Кучерины, полученные в ходе ГДП-200 листов Q-41-XVI, XVII. Гипербазиты и габброиды, слагающие Войкаро-Сынинский массив объединены в составе Войкарского офиолитового пояса и расчленяются на райзско-войкарский ($O_{1-2}?$), кэршорский (O_2-S_1) и лагортаюский (S_1) комплексы. Островодужные образования объединены в Малоуральский вулканно-плутонический пояс. В Таныюско-Тыкотловском районе (куда входит лист Q-41-XVII), вулканогенно-осадочные отложения пояса расчленяются на свиты и толщи: войкарскую (O_2-S_1), малоуральскую (S_2-D_1), кевсоимскую (S_2-D_1) и варчатинскую (D_{1-2}). Интрузивные образования – на собский габброид-орит-тоналитовый (D_{1-2}), янаслорский гранитовый (D_2) и конгорский (D_{2-3}) монцогранодиоритовый комплексы.

В 2009 г. Легенда Полярно-Уральской серии была актуализирована на основании накопленных за 10 лет новых данных, в том числе полученных и в ходе работ по ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII, разработан минерагенический блок [103]. Поэтому все материалы по листу Q-41-XVII полностью ей соответствуют.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Гравиметрические съемки

Гравиметрические съемки масштаба 1 : 200 000 проведены на территории листа Q-41-XVII в период с конца 1960-х по конец 1970-х годов.

В 1979 г. на основе этих работ в Специализированной гравиметрической экспедиции № 10 Ухтинского ТГУ З. А. Яцкевич составлена Гравиметрическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 листа Q-41-XVII (издание 1-е). Редукция Буге (сигма – 2,3 г/см³) и (сигма – 2,67 г/см³). Утверждена НРК по гравиметрическим работам при ВНИИгеофизика в 1980 г. [104].

В 1987 г. под руководством В.А. Ершова (Главтюменьгеология, Полярно-Уральская ГРЭ) [75] в пределах Собь-Таньюсской площади была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000. Съемкой покрыта практически вся центральная часть территории листа, что составляет около 40 % исследуемой территории. При проведении съемок была использована аппаратура ГНУ-КВ, ГНУ-КС, Дельта, привязка осуществлялась инструментально-геодезическими методами и геодезическим нивелированием. Среднеквадратичная погрешность аномалии Буге составила ±0,2 мГал (1974 г.) и ±0,19 мГал (1975 г.). Съемка – кондиционная.

В 2006–2008 гг. И. И. Верником (ЗАПСИБНИИГГ) в составе работ по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минералогических, геохимических и изотопных методов исследования» [89] дана оценка качества гравиметрических съемок всех масштабов, проведенных на отчетной территории, выполнена их увязка и приведение к Государственному гравиметрическому уровню. Построена гравиметрическая карта в редукции Буге (бпр = 2,67 г/см³) с поправкой за влияние рельефа местности масштаба 1 : 500 000 на всю территорию Северного, Приполярного и Полярного Урала (в том числе территорию листа Q-41-XVII) и примыкающей с востока части Западно-Сибирской низменности. Выполнена интерпретация гравитационного поля и его составляющих, позволившая построить карту районирования территории по гравиметрическим данным с элементами геологической интерпретации масштаба 1 : 500 000.

Аэромагнитные съемки

В 1972 г. на территорию листа Q-41-XVII издана «Карта аномального магнитного поля (ΔТa) СССР» масштаба 1 : 200 000, серия Северо-Уральская (издание 1-е) [18]. Карта составлена Новосибирским геофизическим трестом. Авторы – С. М. Кострикина, Р. М. Антонович; редактор – П. А. Кукин. Все ранее проведенные работы в ней учтены и нами не освещаются.

В 1981 г. под руководством Ю. М. Ефимова (ПГО «Севзапгеология», Ленинградская ГЭ) [76] проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000, которой было охвачено 50 % территории листа. При проведении съемки были применены высокочувствительные квантовые аэромагнитометры КАМ-28, использование которых позволило провести измерения со среднеквадратической погрешностью ±3,0 нТл.

В 1984 г. под руководством Г. Н. Куликова (ПГО «Севзапгеология», Ленинградская ГЭ) [80] проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000, которая охватила небольшой фрагмент в северо-западном углу исследуемой территории. При проведении съемки были применены квантовые аэромагни-

тометры КАМ-28, использование которых позволило провести измерения со среднеквадратической погрешностью $\pm 3,4$ нТл.

В 1995 г. А. Е. Медведевым (Уралгеолком, Уральская геофизическая экспедиция) были проведены аэромагнитные съемки масштаба 1 : 50 000, которыми охвачена малая часть юго-восточной части площади листа. Высота полетов составляла 50–75 м, использовались высокоточные протонные аэромагнитометры ММС-214, СКАТ-77, которые позволили провести съемку со среднеквадратической погрешностью $\pm 4,5$ нТл.

В 2001 г. Л. К. Мельниковой (ДГУП «Центрально-Арктическая геолого-разведочная экспедиция» ВСЕГЕИ) [90] была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000, которая в пределах листа покрыла только небольшую площадь на северо-востоке территории. Работы проводились со станцией СТК и спутниковым навигационным комплексом TNL-1000. Достигнутая точность по магнитному каналу составила $\pm 3,82$ нТл, привязки пунктов наблюдений ± 100 м.

В 2006–2008 гг. А. В. Чурсиным, С. В. Гриневич, А. М. Прутьян (ОАО «Уральская геофизическая экспедиция») в составе работ по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого- геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследования» [89] на основе материалов аэромагнитных съемок масштаба 1 : 10 000–1 : 50 000 составлены цифровые карты аномального магнитного поля масштаба 1 : 500 000 (матрица с ячейкой 250 × 250 м) на площадь работ (в том числе на лист Q-41-XVII). Аномальное магнитное поле приведено к единому для Урала и Западной Сибири уровню по данным Уральской картографической аэромагнитной сети.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В 1982–1986 гг. П. А. Шапоров и Т. В. Чепкасова в ходе опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000 на Варчатинской площади провели литохимические поиски масштаба 1 : 50 000 по вторичным ореолам с детализаций (сеть 100 × 10 м) на площади 26,5 км²; выполнили ландшафтное районирование территории, рассчитали ряды гипергенной подвижности элементов для каждого из выделенных родов ландшафтов; провели разбраковку выделенных аномалий по типам. Наиболее перспективные аномалии были объединены в шесть аномальных полей. Для каждого аномального поля проведен расчет количественных характеристик, подсчитаны прогнозные ресурсы категории P₃ для меди, цинка, свинца и молибдена. Кроме того, выделено восемь участков, перспективных на выявление железорудных (скарновых), колчеданных и медно-порфировых объектов.

В 1988–1992 гг. опережающие геохимические работы масштаба 1 : 50 000 были проведены и на Сось-Таньюской площади (лист Q-41-XVII) геохимической партией ПУГРЭ под руководством Т. В. Чепкасовой, в ходе которых проведено литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния. По результатам интерпретации выделены аномальная зона, два аномальных поля и семь комплексных аномалий. Составлен кадастр моноэлементных

аномалий и аномальных полей. Подсчитаны прогнозные ресурсы до глубины 200 м по категории P_2 . Выделено четыре типа прогнозируемого оруденения и перспективные участки для постановки поисковых работ на площади 33 км². Авторы указывают, что литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния в пределах площадей развития моренных образований являются малоэффективными [72].

Отмеченные выше площадные геохимические исследования на данное время устарели в связи с ограниченным и разнородным набором анализируемых элементов, отсутствием в наборах анализов профилирующих для территории золота и платиноидов и невозможности сопоставления аналитических баз разных лабораторий и разного возраста. Сводка этих данных была осуществлена в рамках подготовки геохимических основ ГГК-1000 третьего поколения [97].

В 2005–2007 гг. ООО «Ямалгео» под руководством А. П. Прямоносова [102] проведены опережающие литогеохимические поиски масштаба 1 : 200 000 в пределах Малоуральской площади (листы Q-41-XVII, XVIII). Выполнены геолого-геохимические поиски на золото масштаба 1 : 50 000 в пределах семи перспективных участков, детализационные геолого-геохимические поиски масштаба 1 : 25 000 в пределах вторичных аномалий золота на участке 3-я Рудная Горка. В результате работ выделен Таньюско-Кевсоимский золоторудный узел (северный фрагмент), в пределах которого установлено два прогнозных рудных поля: 3-я Рудная Горка и Манюкуюское с золото-сульфидно-кварцевым типом минерализации, частично наложенным на скарново-магнетитовое оруденение, аналогичным месторождению Петропавловское Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного узла. В пределах северного фрагмента Таньюско-Кевсоимского рудного узла оценены прогнозные ресурсы золота.

СТРАТИГРАФИЯ

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Все палеозойские стратифицированные отложения, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами на территории листа, относятся к Войкарской СФЗ и присутствуют только в ее Малоуральской подзоне. В пределах Малоуральской подзоны по условиям обнаженности и особенностям строения разрезов выделяются три района (с севера на юг): Ханмейшорский, Усть-Конгорский, Таньюско-Тыкотловский, которые объединены плутоническими массивами в одно целое – Малоуральский вулканоплутонический пояс.

Территория картируемого листа Q-41-XVII расположена в Таньюско-Тыкотловском районе, который охватывает хребты Манюку-Мусюр, Янас-Тэре, Войкарские высоты и объединяет стратифицированные вулканогенные отложения Малоуральского вулканоплутонического пояса, развитые в бассейнах рек Танью, Кокпела (Восточная), Лагорта (Восточная), Кевсоим, Нелкаюган, верхнее течение р. Войкар, до верхнего течения р. Хулга. Непосредственно на планшете это хр. Манюку-Мусюр и район верховьев р. Ленью.

Вулканогенно-осадочный комплекс Таньюско-Тыкотловского района на территории листа подразделяется на малоуральскую и дзёля-варчатинскую свиты.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Малоуральская свита (S_1-D_{2mi}) впервые выделена Н. И. Литовченко и В. А. Романенковым по материалам геологосъемочных работ в Таньинско-Варчатинском районе [85]. Авторы под малоуральской свитой понимали единую осадочно-вулканогенную формацию, распространенную на территории Малого Урала, и подразделяли ее на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Более детальная стратиграфическая схема вулканогенно-осадочных образований Малого Урала разработана В. В. Маркиным [24]. На территории листа Q-41-XVII по схеме В. В. Маркина распространены отложения таньинской, варчатинской и дзёля-варчатинской свит, которые являются аналогами малоуральской свиты в понимании Н. И. Литовченко.

В Легенде Полярно-Уральской серии листов [84] в районе выделены малоуральская и варчатинская свиты, при этом последняя включает только рифовые известняки и перекрывающую их туфоконгломератовую толщу (отвечает верхней подсвите малоуральской свиты Н. И. Литовченко и дзеляварчатинской свите В. В. Маркина). Аналогичной точки зрения придерживается и А. П. Прямоносков [102].

Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев отложения, отвечающие по объему малоуральской свите, разделили на три вулканических комплекса: юртым-соимский андезитовый, тэренский андезито-дацитовый и элькошорский базальт-андезитовый [59].

По современным представлениям, малоуральская свита отражает единый крупный осадочно-вулканогенный цикл развития Малоуральской островной дуги. Все вулканические образования этого цикла (эффузивные, экструзивно-жерловые, субвулканические) объединяются нами в составе малоуральского базальт-андезитового вулканического комплекса. Эффузивные фации этого комплекса в соответствии с Петрографическим кодексом выделяются в качестве малоуральской свиты.

В пределах листа отложения малоуральской свиты распространены вдоль Малого Урала, слагают хр. Маниюку-Мусюр, гряды Варчаты-Мусюр и район верховьев рек Ленью и Ингвойегана. Свита сложена вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами: флишоидными вулканомиктовыми толщами, различными по крупности туфами, лавами и кластолавами андезитов и андезибазальтов.

По этапности развития в составе малоуральской свиты нами выделяются две подсвиты – нижняя (таньюская) и верхняя (варчатинская). Однако из-за недостатка данных по площади, на карте малоуральская свита показана нерасчлененной.

Нижнемалоуральская (таньюская) подсвита включает таньинские слои, по В. В. Маркину [21], и в основном отвечает объему юртым-соимского вулканического комплекса, по Р. Г. Язевой и В. В. Бочкареву [59]. На территории листа она развита на левобережье р. Маниюку, правобережье руч. Элькошор и далее протягивается по правобережью р. Танью. Кроме того, имеется два поля выходов подсвиты: на северо-восточном продолжении Малоуральской гряды в бассейне верховьев рек Ленью и Ингвойегана и в нижнем течении руч. Леньювож, которые, судя по геофизическим данным, образуют единый вулканогенный массив, погружающийся к востоку под чехол Западно-Сибирской плиты, где под триасовыми корами выветривания скв. 10-к вскрыты эпидот-гранатовые скарны и скарнированные андезиты [96]. Также наиболее вероятно, к таньюской подсвите относятся отложения гряды Варчаты-Мусюр. А. П. Прямоносковым [102] они отнесены к верхней подсвите варчатинской (дзеляварчатинской в нашей схеме) свите.

На территории листа таньюская подсвита сложена в основном мощными однородными градационно-слоистыми вулканомиктовыми толщами. Помимо андезитов в обломочном материале этих толщ присутствуют осколки кварца, роговой обманки, риолитов и кислых игнимбритоподобных пород [58]. Отложения подсвиты характеризуются флишоидной ритмичностью. Ритмы мощностью до нескольких метров включают пачки и микроритмы гравелито-

вой, песчанистой, песчано-алеритовой, реже пелитовой размерности. В тонкообломочных толщах иногда наблюдается косая слоистость и оползневые складки. Толща смята в простые крупные складки, часть которых, по мнению Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева, может иметь оползневую природу. Наиболее типично данные отложения представлены на руч. Элькошор, в районе 3-й Рудной Горки, где они прорваны штоками диоритовых порфиров и к востоку от нее на правобережье р. Тянью. В северо-западном направлении в верховьях Ингвойегана в разрезе появляются прослойки туфоконгломератов и гравелитов.

Очень редко (единичное обнажение на участке 3-я Рудная Горка) встречаются небольшие линзы (банки) светло-серых мраморизованных известняков и единичные маломощные (5–10 см) прослойки алевролитов кремнистых светлых голубовато-серых с обломками неопределимых конодонтов и темно-серых кремнисто-глинистых алевролитов хлоритизированных, гидрослюдизированных с микрофауной радиолярий и конодонтов. В последних среди магнетитовых руд участка Южный проявления 3-я Рудная Горка Г. Н. Бороздиной выделены и определены конодонты: *Distomodus* aff. *egregious* (Walliser), *Panderodus* cf. *unicostatus* (Br. et Mehl), *Ozarkodina*(?) sp. раннего силура (поздний лландовери–венлок) [36, 99].

В верховьях р. Ингвойеган в туфобрекчиях встречены обломки известняков с *Platyceras* sp., *Entomis* sp., ругозы, криноидеи, а также брахиоподы *Lissatrypella* aff. *kuschvensis* (Tschern. em. Khod.) [70, 99], характерные для североуральского горизонта пржидольского яруса верхнего силура (определение А. Н. Ходалевица).

К тяньюской подсвете нами также отнесена толща мелкообломочных (пепловых) туфов лито-витро-кристаллокластических трахиандезитов, разнозернистых туфопесчаников (с кристаллокластами плагиоклаза) с редкими прослоями туфоконгломератов, развитая в районе устья руч. Леньювож. А. П. Прямоносным [102] данные отложения относятся к кевсоимской толще. В литокластах встречены мелкопорфировые плагиофировые трахиандезиты с гиалопилитовой структурой основной массы, обломки туфоконгломератов представлены пироксен-плагиофировыми базальтами.

В прослое алевролитов Г. Н. Бороздиной здесь установлены радиолярии плохой сохранности и конодонты: *Pandorinellina* cf. *exiqua* (Philip.), *Pelekyognathus* cf. *serratus* Jentzsch, *Pedavis* sp. (сборы А. П. Прямоносова), характерные для лоховского яруса нижнего девона [102].

Вышеприведенные данные фаунистических определений довольно уверенно обосновывают возраст тяньюской подсветы в интервале раннего силура (венлок)–раннего девона (лохков).

Подстилающие стратифицированные образования в районе не известны, так как отложения подсветы подслоены снизу Лагортинско-Кокпельским батолитом собского комплекса. С северо-запада и северо-востока контакты интрузивные, с кварцевыми диоритами собского комплекса.

На Манюкуюском профиле (лист Q-41-XVI) поперек вулканогенных образований гряды Малого Урала Н. И. Литовченко пробурены пять скважин до глубин 230,65–268,8 м. Три из них вошли в подстилающие гранитоиды, одна

добурена до глубины 183,8 м и только самая восточная (скв. 18) не вышла из вулканитов на забое 264,5 м [85].

Мощность таныюской подсвиты, по материалам бурения Маникуюского профиля и по мнению авторов Легенды... [84], – не менее 1500 м.

Верхнемалоуральская (варчатинская) подсвита впервые выделена В. В. Маркиным в 1954 г. в ранге варчатинской свиты [8]. В составе подсвиты на листе нами объединены лавы андезитов, андезито-базальтов, туфолавы, бомбовые, агломератовые и лапиллиевые туфы андезитов, слагающие вулканические постройки центрального типа в осевой части хр. Манюку-Мусюр. Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [58] данные образования отнесены здесь преимущественно к элькошорскому базальт-андезитовому комплексу, ими описано несогласное налегание лав и агломератовых туфов на вулканомиктиовых флишоидах нижней подсвиты, что определяет их более молодой возраст. Предполагается, что извержения имели преимущественно наземный характер, что подтверждается практически полным отсутствием известняков в районе. Известняки отмечаются только в качестве округлых и угловатых обломков и глыб в агломератовых туфах в районе горы Средняя Манюкую.

Центры вулканических аппаратов маркируются некками, сложенными субвулканическими миндалекаменными андезитами, жерловыми и околожерловыми фациями, представленными агглютинатами, шлаками, кластолавами андезитов и андезибазальтов. По их расположению выделяются в плане два палеоцентра – в районе горы Тур и к югу от горы Большая Скала.

В обломках известняков среди агломератовых туфов в районе горы Средняя Манюкую определены единичные фораминиферы *Ivdelinia ivdelensis* (K h o d.), *Pentamerella suspekta* (K h o d.), *Isopoma subtransuralica* (K h o d.), *Ucinulus parallepipedus* B r o n n [71], *Clorindina* aff. *eifeliensis* S t e i n., *Atrypa gruenewaldtii* T s c h e r n., *A. granulifera* B a r r., *Carinatina* aff. *plana* K a y s., *Punctatrypa perpolita* (K h o d.) [21, 85], которые подтверждают возраст верхнемалоуральской (варчатинской) подсвиты в интервале эмсского–эйфельского ярусов. Более полные сборы фауны, подтверждающей данный возраст, были сделаны на территории соседнего листа – Q-41-XVI, где в ее составе достаточно широко развиты массивы и линзы рифогенных известняков [21, 85, 38].

В районе 3-й Рудной Горки из андезитов (вероятнее всего, субвулканической фации) по единичным зернам цирконов (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) получен возраст $393,9 \pm 5,7$ млн лет (D_2 , Эйфель).

В центральной части хр. Манюку-Мусюр варчатинская подсвита с размытым и конгломератами в основании перекрывается дзёля-варчатинской свитой.

Мощность подсвиты – до 350 м [85] фактически, но учитывая предполагаемый наземный характер извержений, вероятно, значительно больше.

Возраст малоуральской свиты в целом определяется в интервале раннего силура–эйфельского яруса среднего девона. Однако существует мнение (Д. Н. Ремизов и др., не опубликовано) о более узком временном интервале формирования свиты – ранний девон (максимум – самые верхи позднего силура) и до раннего эйфеля, и о значительно меньшей сохранившейся на территории мощности вулканогенно-осадочных отложений – не более 350 м.

Описаны постепенные переходы между вулканическими, экструзивно-жерловыми и субвулканическими фациями малоуральского комплекса [85, 38]. Геохимические данные также однозначно подтверждают единство всей вулканоплутонической ассоциации Малоуральской подзоны.

Общая мощность малоуральской свиты, согласно Легенде... [84], – не менее 2000 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ(?) ОТДЕЛЫ

Дзёля-варчатинская свита ($D_{2-3}dv$) впервые выделена В. В. Маркиным в 1954 г. [8]. К ней были отнесены агломератовые туфы, туфоконгломераты глинисто-кремнистые туффиты. Выделение свиты имеет принципиальное значение, поскольку базальные слои свиты залегают несогласно на подстилающих образованиях и нивелируют древний вулканический рельеф, а ее конгломераты содержат гальку вулканогенных пород малоуральской свиты, известняков, а также гранитоидов, амфиболитов, пироксенитов [85].

В Легенде Полярно-Уральской серии листов, так же, как и в большинстве геологосъемочных отчетов, дзёля-варчатинская свита не выделялась [84, 85, 36], хотя аналоги свиты во многих из них легко узнаваемы. Н. И. Литовченко [85] пестроцветные агломератовые туфы и ксенотуфы с обломками известняков относились к верхней подсвите малоуральской свиты. В Легенде [84] эти же отложения рассматривались в качестве верхней части варчатинской свиты; А. П. Прямоносным [102] выделены как верхняя подсвита варчатинской свиты; Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [58] – как варчаты-мусюрский флишоидно-вулканогенно-молассовый комплекс, с манюку-мусюрским горизонтом базальных конгломератов в основании. В дальнейшем свита была восстановлена при составлении листа Q-41 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 [14].

На территории листа свита распространена обособленными участками по вершинам хр. Манюку-Мусюр, где сложена полимиктовыми валунными конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевропесчаников. В составе обломочного материала преобладают эффузивы и пирокластика малоуральской свиты, отмечаются обломки спилитов, пироксенитов, кварцевых диоритов, диоритовых порфиров. В подчиненном количестве также встречаются обломки белых известняков из подстилающей варчатинской подсвиты с фауной карпинского горизонта: *Ivdelinia ivdelensis* (K h o d.), *Kranisia parallelepipedus* (B r o n n.), *Salairocrinus* sp. ind., *Platyceras* sp., *Belodella firminosa* S n i g i r e v a. и др. [58].

Возраст свиты условно принимается средне-позднедевонским на основании находки живетской брахиоподы *Stringocephalus burtini* De fr в районе хр. Янас-Тэре [21] на территории листа Q-41-XVI и аналогии с тальбейской толщей Щучьинской СФЗ и галактионовской свитой Приполярного Урала.

Мощность свиты в пределах площади листа составляет 80–150 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские отложения на территории листа слагают чехол Западно-Сибирской плиты и относятся к Западно-Сибирской структурно-фациальной мегаобласти. При этом триасовые отложения занимают как бы промежуточное положение между складчатым фундаментом и чехлом и в пределах листа, согласно Легенде [84], относятся к Войкарскому району Войкарско-Щучинской подзоны Приуральской СФЗ триаса. Юрские и нижнемеловые отложения фациально однородны и относятся к прилегающему к Уралу Войкарскому району Северо-Приуральской фациальной подзоны Приуральской СФЗ. Верхнемеловые отложения юго-восточной части листа отнесены к Обско-Ямальской структурно-фациальной области (СФцО), для которой характерно практически непрерывное осадконакопление. В Приуральской СФЗ на территории листа отложения верхнего мела не накапливались или размывты и локально представлены, по имеющимся данным, только образованиями предположительно леплинской свиты.

На дневной поверхности отложения мезозойского возраста в пределах листа обнажаются только в районе горы Игла и изучены структурно-картировочным бурением в юго-восточной части площади в бассейне р. Таныю. Осадочные породы триаса, юры и мела залегают в виде полого ($3-4^\circ$) наклоненной на восток моноклинали и перекрыты чехлом четвертичных образований мощностью 65–70 м. Разрез хорошо охарактеризован фаунистически и изучен по скважинам Х-200, Х-201 [84] и 10-к, 11-к и 12-к [97].

В основу расчленения мезозойских образований положены схемы IV УрМСС [48] с дополнениями, полученными при проведении геологосъемочных работ в последние годы, отраженными в Легенде Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 [84].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Коры выветривания были вскрыты скв. 10-к в интервале 156,65–160,9 м, пробуренной в верховьях р. Ингвой-Юган, в 3 км к юго-западу от выходов палеозойских пород на дневную поверхность [96]. Коры представлены фисташковыми и фиолетово-красными глинистыми породами с реликтами скарнированных эффузивов, в которые они постепенно переходят. По данным химического анализа, содержание в породе $Al_2O_3 - 27,5\%$; $SiO_2 - 60,2\%$.

Ятринская свита (T_3jt). Ятринская свита распространена в Приуральской зоне, где слагает низы вскрытого скважинами мезозойско-кайнозойского разреза. Подошва и низы разреза свиты на изученной территории неизвестны, а верхняя часть разреза вскрыта скв. Х-200 в интервале 416–437 м.

В составе вскрытой части разреза ятринской свиты преобладают различные слюдястые полимиктовые косослоистые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами бурых углей. В песчаниках отмечаются единичные крупные (2–5 см) гальки кремнистых пород и кварца.

В песчаниках и алевролитах ятринской свиты в скв. X-200 обнаружены позднеюрские палинокомплексы, среди которых преобладают споры (56–63 %): *Dictyophyllidites* (2–8 %), *Dipteridaceae* (3–8 %), *Duplexisporites* spp. (2–4 %), *Cyathidites* sp. (3–17 %), *Osmundacidites* (6–8 %), *Leiotriletes* sp. (4–7 %), *Clathropetris obovata* var. *magna* Tur. - Ket. (2–4 %), *Obtusisporites junctus* (К.-М.) Росок (1–2 %), *Auritulina* spp. (1–13 %), и др., также встречается пыльца: *Alisporites* (20–30 %), *Piceapollenites* (20–30 %), *Dipterella oblatinoides* Na1. (20–30 %), единичные *Gnetaceapollenites* sp., *Podocarpidites* sp., *Taenisporites* sp., *Cordaitales* sp.

Данные находки подтверждают позднеюрский возраст ятринской свиты.

Ятринская свита скорее всего залегает на породах коры выветривания, которые вскрыты скв. 10-к, расположенной северо-восточнее скв. X-200.

Мощность вскрытой части разреза ятринской свиты превышает 20 м. Ее полная мощность может достигать 100 м и более.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА–НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Яныманьинская, тольинская, маурыньинская, лопсинская, федоровская свиты нерасчлененные (J–K₁ *jm-fd*) показаны единым литокомплексом, так как, несмотря на то, что каждая из свит уверенно выделяется по скважинам, на дневной поверхности их границы не картируются из-за перекрытия неоген-четвертичными образованиями.

Яныманьинская свита вскрыта скважинами X-200 (в интервале 323,0–416,0 м), X-201 (в интервале 445,0–458,8 м), а также, по-видимому, 10-к (с глубины 156,6 м), представлена косопереслаивающимися песками и песчаниками олигомиктовыми, полимиктовыми, лептохлоритовыми с тонкими прослоями бурых углей и карбонатными конкрециями, а также кварцевыми гравелитами и полимиктовыми конгломератами. В низах разреза встречены геттанг-синемюрские споры *Duplexisporites*, *Dipteridaceae*, *Stereisporites* и пыльца *Alisporites*, *Piceapollenites*, *Cedripites*, *Cycadopites*. Для средней части разреза характерен палинокомплекс плинсбахского возраста, представленный спорами *Stereisporites* (22 %), в том числе *St. congregatus* (Bolch.) Schuiz, *St. psilatus* (Ross.) Pflug., *St. incertus* (Bolch.) Sem., *Cyathidites minor* Соур., *Lycopodiumsporites*, *Leiotriletes* spp., *Osmundacidites* sp., *Duplexisporites* sp., *Contignisporites*, *Trachytriletes* spp., *Comtotriletes cerebriformis* Naum. et Jarosch., *C. benellus*. Верхняя часть разреза охарактеризована тоарскими палинокомплексами, среди которых выделяются раннетоарские со спорами *Duplexisporites* (16 %), *Contignisporites* (7 %), *Comtotriletes cerebriformis* Naum. et Jarosch. (6 %), *Stereisporites* spp. (3 %), *Osmundacidites* (8 %), *Uvasporites* spp. (3 %) и позднеетоарские со спорами *Cyathidites australis* Соур. (6–10 %), *C. minor* Соур. (5–8 %), *Osmundacidites* (2–5 %), *Lycopodiumsporites* spp. (3–4 %), единичными *Selaginella rotundiformis* К.-М., *Hymenozonotriletes bicicia* (Mal.) Sach. et Fradk.

Таким образом, большая часть яныманьинской свиты имеет раннеюрский возраст. Однако присутствие в разрезе свиты на сопредельных территориях

ааленских отложений позволяет считать ее возраст ранне-среднеюрским (в интервале геттанского–низов ааленского ярусов) [15].

В подошве и в кровле яныманьинской свиты наблюдаются четкие геохимические барьеры: при переходе к вышележащим породам снижаются содержания Mn, V, Ti, Zr, Be, Y, Yb, Sr, Ni, Co, появляется Sc. В интервале 338,0–359,4 м (скв. X-200) в бурых углях отмечаются промышленные содержания (%) Ge (более 0,01), Mo (более 0,01), Co (0,005–0,008), приуроченные к линзам бурого угля.

Внутри свиты на границе плинсбахского и тоарского ярусов прослежен локальный размыв. Мощность свиты в скважинах – 93 м.

Тольинская свита залегает с размывом на отложениях яныманьинской свиты и вскрыта скважинами X-200 (в интервале 302,6–323,0 м), X-201 (в интервале 417,1–445,0 м).

Картировочной скв. 10-к вскрыты отложения, условно отнесенные к средней юре (бат-келловей) и представленные гравелитами и алевритовыми глинами с пиритизированными растительными остатками и конкрециями пирита [96]. В составе свиты аргиллиты, пески, прослой бурых углей мощностью до 0,1 м, известняки, углисто-лентохлоритовые алевриты, гравийно-галечные отложения. В скважинах X-200 и X-201 в породах свиты обнаружены палинокомплексы, среди которых присутствуют споры: *Cyathidites minor* Coop. (8–12 %), *Cyathidites austrak* Coop. (9–13 %), *Leiotriletes* (2–4 %), *Pteridaceae* (2–4 %), *Lycopodiumsporites* (2,5 %), единичные *Stereisporites*, *Selaginella rotundiformis* К.-М., *S. tenuis* К.-М., *Obtusisporites junotus* (К.-М.) Рососк. и пыльца: *Piceapollenites* sp. (37–53 %), в том числе *Pseudopicea* батского возраста. Возраст свиты в полном ее объеме определяется ааленским (верхи)–байосским–батским веками [15].

Для свиты в целом характерно незначительное повышение содержаний Ti, а в угольных прослоях – аномальные Y (0,005 %) и Ge (0,005–0,01 %). Ближе к кровле падают содержания Pb, Be, Mn, Sr и возрастает Cr. Вскрытая мощность свиты – от 20 до 28 м.

Маурыньинская свита залегает согласно с подстилающими и перекрывающими породами, границы ее литологически и геохимически не контролируются. Свита выделяется исключительно по макрофауне (аммониты, белемниты, пелециноды), фораминиферам, споре и пыльце, датируемых келловеем и оксфордом. Внутри свиты на границе этих ярусов при появлении в разрезе аргиллитов отмечается четкий геохимический барьер и смена фауны.

Нижняя часть маурыньинской свиты вскрыта скважинами X-200 (в интервале 278,2–302,6 м), X-201 (в интервале 394,0–417,1 м), представлена аргиллитами, углистыми аргиллитами, косослоистыми олигомиктовыми песками и песчаниками, гравелитами, местами ритмично переслаивающимися. Отличительной чертой нижней части является ее высокая угленосность, вся толща насыщена прослоями и линзами (мощность 0,05 м) бурых углей. По данным каротажа, в скв. X-200 мощность угольного пласта достигает 2,3 м. Породы содержат большое количество углефицированного детрита.

Выше наблюдается размыв с базальными гравийно-галечными отложениями. Здесь же обнаруживается пикообразное повышение содержаний Mn (0,1 %), Ni (0,06 %), Ba (0,05 %), Li (0,01 %), свидетельствующее о смене гео-

химической обстановки. Кроме того, при переходе к верхней части свиты резко возрастают содержания и целого ряда других элементов, таких как Ti, Zr, Be, Y, Yb, Zn, Pb, Sn, As, P, происходит смена геофизических полей. Верхняя часть свиты вскрыта скважинами X-200 (в интервале 254,0–278,2 м), X-201 (в интервале 370,6–394,0 м) представлена песчаниками лептохлоритовыми, внизу – глауконитовыми, алевролитами косослоистыми с марказитовыми конкрециями, прослоями известняков, линзами (конкрециями) сидерита, с большим количеством аммонитов, белемнитов, пелеципод и другой фауны.

В нижней части разреза свиты выявлены палинокомплексы со спорами *Cyathidites* (5–12 %), *Leiotriletes*, *Dicksonia* (до 4 %), *Gleichenia* (до 10 %), *Eborachia*, *Lycopodiumsporites*, *Dipteridaceae*, *Natoniaceae* и пылью *Piceapollenites* sp., а также фораминиферы *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva келловейского возраста.

В верхах разреза обнаружены фораминиферы *Ammodiscus* aff. *ehremeevae* Dain, *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Tolyppamina svetlanae* Dain, *Cribrostomoides* ex gr. *mirandus* Dain среднего и *Glomospirella otorika* Roman., *Recurvoides disputabilis* Dain, *Trochammina* aff. *minutissima* Dain позднего оксфорда. Эти данные позволяют сделать вывод о келловей-оксфордском возрасте маурыньинской свиты.

По геохимической специализации она отличается повышенным содержанием P_2O_5 (0,2–0,3 %). Средняя мощность маурыньинской свиты – 47 м.

Лопсинская свита вскрыта скважинами X-200 (в интервале 142,5–254,0 м), X-201 (в интервале 148,1–370,6 м). В ее составе неравномерно переслаивающиеся пески и песчаники лептохлоритовые и полимиктовые, карбонатные конкреции, прослой алевритов, линзы бурых углей мощностью 0,01 м, алевролиты лептохлоритовые с большим количеством макро- и микрофауны. Характерной чертой пород свиты является насыщенность остатками аммонитов, белемнитов, пелеципод, фораминифер. Среди них определены фораминиферы *Glomospirella otorika* Roman., *Halpophragmoides* cf. *canuiformis* Dain., *Recurvoides disputabilis* Dain., *R. plana* Dain., *Lenticulina* aff. *gerkei* Dain., *L. limpida* Dain. раннего кимериджа, *Tolyppamina virgula* Kosyr., *Glomospira porcelanea* Furs. et Pol., *Halpophragmoides*(?) *canuiformis* Dain., *Recurvoides canningensis* Tappan, *R. sublustris* Dain., *Lenticulina michailovi* Dain., *L. limpida* Dain. позднего кимериджа и *Astakolus inflatiformis* Dain, *A. pseudoparalella* Seibold, *Marginulina costata* Batch., *Pseudolamarckina lopsiensis* Dain., *Ps.* cf. *voliaensis* Dain раннетитонского времени. Эти данные позволяют считать, что лопсинская свита имеет кимеридж-раннетитонский возраст. Породы в большинстве неяснослоистые, постепенно переходящие из одной литологической разности в другую.

В целом свита характеризуется равномерным распределением химических элементов на уровне кларков. Отдельные аномалии содержания объясняются наличием пирит-марказитовых конкреций. Верхняя часть описываемого разреза отличается некоторым повышением содержания Mn, Zn, Cu, Sn, Ni, As.

Мощность лопсинской свиты – 112–123 м.

Федоровская свита вскрыта скважинами X-200 (в интервале 96,3–142,5 м), X-201 (в интервале 202,5–248,1 м). Свиту слагают песчаники, граве-

литы, конгломераты оолитовые (железистые оолиты), фосфорсодержащие с глауконитом, углефицированной флорой и микрофауной, известняки, известковистые песчаники, пески лептохлоритовые глинистые и полимиктовые, карбонатные конкреции. В разрезе преобладают неслоистые пески и песчаники. Более грубообломочные породы приурочены к верхам свиты. В скважинах X-200 и X-201 в породах свиты обнаружены среднетитонские фораминиферы *Lenticulina hoplites* Wisn., *Astacolus ex gr. pumilis* Ivanova, *As. oblongiovalis* (Putrja), *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol., *Geinitzinita ex gr. varians* (Wisn.), а в верхах разреза – единичные споры *Cicatricosisporites*, *Anemia*, *Lygodiumsporites*, *Polypodiumsporites*, *Kuylisporites*, *Pilosisorites* берриасского возраста. Анализ этих данных позволяет сделать вывод о среднетитонском–берриасском возрасте федоровской свиты, при этом отложения берриаса весьма маломощные либо вообще отсутствуют.

В геохимическом отношении федоровская свита характеризуется повышением содержаний Ti, Cr, Ni, Zr, Mo, Co, а также P (до 0,5 % – по спектральному анализу), фосфор содержится в обломках раковин моллюсков и во фторapatите, находящемся в цементе грубообломочных отложений.

Внутри разреза и в кровле свиты наблюдается несколько размывов. Мощность федоровской свиты – 46 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения мелового возраста вскрыты картировочными скважинами X-200, X-201 [84], 11-к и 12-к и только в районе горы Игла выходят на поверхность [96]. Представлены отложения песками, глинами, алевролитами, реже песчаниками, переслаивающимися друг с другом. Пески на горе Игла и подстилающие известковистые аркозовые, глауконитовые песчаники сложены зернами кварца, плагиоклаза, реже эпидота и включают конкреции марказита. Глины алевроитовые. В их тяжелой фракции отмечаются магнетит, мусковит, минералы группы эпидота, хромита, роговая обманка, апатит, а также редкие знаки рутила, циркона.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Берриасский–готеривский ярусы

Харосоимская и уласынская свиты нерасчлененные (*K₁hr-ul*). Отложения свит вскрыты скважинами X-200 (в интервале 70,5–96,3 м), X-201 (в интервале 173,3–202,5 м), представлены косослоистыми песчаниками с глинистыми и марказитовыми конкрециями, гравелитами, конгломератами, глауконитсодержащими с углефицированной флорой. В них незначительно повышаются содержания Ti (до 0,8–1,0 %) Zr, Ba, Sr, Zn, Sn. Возраст определен по спорово-пыльцевым остаткам, обнаруженным в скв. X-201, в составе которых преобладают споры *Cyathidites* (25 % от общего количества зерен) *Schizaeaceae*, *Cicatricosisporites* spp. (6 %), *Klukisporites* (1 %), *Lygotium calvum* E. Iv (1 %), *Anemia*, *Aeguitriradites spinulosus* Сооск., а так-

же встречена пыльца *Piceapollenites* spp. (25 %), единичные зерна *Cedrus*, *Pinus*, *Sciadopitys*, *Cycadopites*, *Ginkgocycadophytus*. Эти данные позволяют сделать вывод о готеривском возрасте отложений. На соседних площадях в нижней части разреза, отвечающей харосаимской свите, встречена фауна и спорово-пыльцевые комплексы берриаса. Средняя мощность свит – 28 м.

Барремский и аптский ярусы

Северососьвинская свита (K_{1ss}). Отложения свиты согласны с подстилающими и вскрыты скважинами X-200 (в интервале 65,1–70,5 м), X-201 (в интервале 73,1–173,3 м). Литологический состав осадков: глины, алевролиты, алевролиты, пески олигомиктовые, полимиктовые и лептохлоритовые, песчаники известковистые, гравелиты, конгломераты, микролинзы бурых углей, марказитовые и глинистые конкреции. Породы от косо- и горизонтальнослоистых до неслоистых. Характерно мелкое чередование литологических разностей и постепенные изменения их гранулометрического состава. В скв. X-201 в породах свиты обнаружены палинокомплексы – споры (67–78 %) *Schizeaceae*, *Anemia* sp. (до 3 %), *Cicatricosisporites* sp. (8–20 %), *Ligodium* spp. (до 5 %), в том числе с ворсинчатой и шиповатой скульптурой, *Gleicheniaceae* (6–11 %), *Leiotriletes* (10–20 %), *Aeguitriradites verrucosus* Сооск., *Sphagnum* spp., *Polypodiaceae*, *Kuylisporites lunaris* Сооск. et Dett., *Gingulatisporites*; пыльца *Pinaceae* (в основном *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*), *Taxodiaceae*, *Ginkgoaceae*, *Classopollis* барремского возраста.

В верхах разреза свиты обнаружен палинокомплекс, в котором снижается количество барремских спор *Lygodium* с шиповатой скульптурой (*Cicatricosisporites*) и возрастает количество более молодых *Sphagnumsporites*, *Cedripides*, что позволяет предположить его баррем-аптский возраст. На основании находок этих органических остатков можно сделать вывод о баррем-аптском возрасте северососьвинской свиты.

Распределение химических элементов в целом по разрезу свиты равномерное. Снизу вверх постепенно снижаются содержания Mo, Cr.

Мощность северососьвинской свиты – 100 м.

Альбский ярус

Ханты-мансийская свита (K_{1hm}) выделена Н. Н. Ростовцевым [48] по Ханты-Мансийской опорной скважине. На территории листа Q-41-XVII выделяется условно. В Приуралье залегает на подстилающих отложениях северососьвинской свиты с размывом. В разрезе свиты доминируют сероцветные глины с различным содержанием алевролитового материала и прослоями песков и алевролитов. В основании – базальный горизонт (до 2 м) несортированных песчаников с глауконитом.

В нижней части (4–6 м) свиты определены многочисленные фораминиферы нижнеальбского возраста *Gaudryina tailleuri* и нижне-среднеальбский – с *Ammobaculites fragmentarius*, а в верхней части – фораминиферы позднеальбского комплекса с *Verneuilinoides borealis assanoviensis* [67].

Мощность свиты – 135–220 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сеноманский ярус

Уватская свита (K_{2uv}) выделена Н. Н. Ростовцевым [49]. На территории листа Q-41-XVII картируется предположительно по аналогии с прилегающими площадями. В разрезе доминируют светло-серые алевроиты и мелкозернистые уплотненные пески с маломощными прослоями буровато-серых и серых глин. Нижняя часть свиты (60–130 м) – более глинистая, с редкими прослоями известняков и включениями ожелезненного растительного детрита, пирита и сидерита. Верхняя (20–100 м) – практически лишена глинистых прослоев, содержит в скв. 23-к (гл. 269 и 291 м) редкие фораминиферы рекуррентного комплекса *Verneulinoides borealis assanoviensis*. К ее кровле приурочен сейсмогоризонт Г.

Сеноманский возраст уватской свиты принимается на основе известных за пределами района единичных радиолярий (скв. 23-к): *Cenosphaera* cf. *magna grig*, *C.* aff. *minor* Lipman, *Conodiscus cenomancus* Aliev и др. Свита согласно перекрывается кузнецовской свитой.

Туронский–коньякский ярусы

Кузнецовская свита (K_{2kz}) выделена в 1954 г. Н. Н. Ростовцевым [49] по разрезу Кузнецовской опорной скважины. На территории листа Q-41-XVII картируется предположительно по аналогии с прилегающими площадями. Ее разрез изучен в основном по керну скв. 1-КП профиля Азово-Мужи и картировочных скважин 19-к, 23-к, 24-к и 28-к, пробуренных при ГГС-200 [67]. Свита представлена однообразной толщей серых и зеленовато-серых глин с зернами и крупными скоплениями глауконита, иногда опоконидных (вверху), гидрослюдистых и бейделлитовых, с редкими пропластками алевроитов и песков (песчаников) глауконит-кварцевого состава. Для нее типично наличие пиритизированных водорослей, остатков двустворок и своеобразие электрокаротажной характеристики (низкие значения кажущегося сопротивления), что делает свиту надежным корреляционным репером при расчленении верхнемеловых образований. Ее мощность колеблется в пределах 20–30 м, иногда увеличиваясь до 40–44 м. Трансгрессивно залегает на уватской свите и согласно перекрывается березовской свитой. Отложения свиты содержат (скв. 23-к и др.) характерные комплексы фораминифер и радиолярий туронского–низов коньякского ярусов [68].

Коньякский–сантонский–кампанский ярусы

Березовская свита (K_{2br}) выделена Н. Н. Ростовцевым [49] по разрезу Березовской опорной скважины. На территории листа Q-41-XVII картируется в крайней юго-восточной части, предположительно по аналогии с прилегающими площадями, где она наиболее хорошо изучена по глубоким картировочным скважинам 19-к, 22-к, 23-к и 28-к, а также по обнажениям в долине Сыни и многих ее притоков [18, 68]. Представлена глинисто-кремнистыми образованиями. Обычно глинистые разности тяготеют к верх-

ней части разреза. Разрез охарактеризован разнообразными находками органических остатков (аммонитов, белемнитов, фораминифер, радиолярий), датирующими ее в объеме коньякского–кампанского ярусов верхнего мела. Общая мощность свиты в полных разрезах достигает 200–240 м.

Кампанский–маастрихтский ярусы

Леплинская свита (K_2lp) выделена предположительно по данным бурения скв. Х-201, в которой в интервале 70,7–73,1 м вскрыты только самые низы свиты: аргиллитоподобные ленточные глины. В глинах обнаружены споры папоротникообразных *Sphagnum* (11 %), *Polypodiaceae* (5 %), *Gleichoniaceae* (8 %), *Leiotriletes* (10 %), в небольших количествах *Cyathidites*, *Dicksonia*, *Cicatricosisporites*, *Lycopodiumsporites*, *Rouseisporites*, *Lygodiumsporites*; пыльца голосеменных *Pinaceae* (*Cedrus*, *Pinus*), *Taxodiaceae*, *Ginkgoaceae*; пыльца покрытосеменных (33 % от общего количества зерен) *Betula* sp. (11 %), *Anglospermae* (9 %), *Rotitricopites* (4 %), в единичных зернах *Gothanipollis*, *Quercus*, *Carpinus*, *Iuglans*, *Ericaceae*, *Orbiculapollis*, *Trudopollis* позднемелового возраста, что явилось основанием для отнесения отложений к леплинской свите. Первоначально П. М. Кучериной [84] данные отложения были описаны как усть-маньинская свита. Вскрытая мощность свиты 3 м, в более южных районах леплинская свита сложена в основном диатомитами и имеет мощность до 80 м. Поэтому не исключено, что установленный палинокомплекс переотложенный, а вскрытые в скважине отложения относятся к неогену.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Коры выветривания. На территории описываемой площади в пределах возвышенностей и в бортах ручьев проявлены охристые дресвяно-песчано-глинистые коры выветривания в большинстве своем под почвенно-растительным слоем. На останцах известны фрагменты как площадных кор выветривания (местами золотоносных), так и линейных, развитых по неотектоническим зонам трещиноватости, наследующих древние, часто гидротермально проработанные разрывные нарушения (рудопроявления Элькошорское, 3-я Рудная Горка) [99].

В районе 3-й Рудной Горки в зонах тектонических нарушений развит охристый глинисто-песчано-дресвянистый материал линейной коры выветривания по минерализованным скарнам. Эти образования представляют интерес с точки зрения золотоносности. В корях выветривания повышается содержание марганца (0,2–0,6 %) и молибдена (до 0,02 %). Из материала коры выветривания месторождения промыта шлиховая проба весом 20 кг. Минералогический анализ полученного шлиха показал, что 60 % приходится на долю магнетита, отмечается много ожелезненного прожилкового кварца, эпидота, гидроксидов железа. В тяжелой немагнитной фракции выявлено большое количество апатита, из рудных минералов преобладает мартитизированный пирит (обломки, кубы), отмечаются единичные зерна галенита.

На правобережье руч. Элькошор зафиксирован и опробован фрагмент смещенной коры выветривания (мощная толща щебнисто-глинистых образований с обломками сульфидсодержащих кварцевых метасоматитов). В коре выветривания отмечено повышение содержания бария.

Органических остатков коры выветривания не содержат, поэтому их возраст принимается условно олигоценным ввиду того, что коры выветривания нередко развиты в днищах и бортах эрозионно-структурных депрессий палеогенового заложения [15].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Территория листа располагается в пределах Уральской структурно-фациальной зоны (СФЗ) и Западно-Сибирской структурно-фациальной области (СФО). Для корреляции стратогенов первой используются региональные горизонты Стратиграфических схем Урала (мезозой, кайнозой) (1997 г.), для корреляции второй – горизонты Унифицированной региональной схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.).

Четвертичные образования практически повсеместно перекрывают территорию плащом переменной мощности. Лишь в Осевой зоне Урала в речных долинах наблюдаются выходы практически непокрытых коренных пород. В целом мощность четвертичного покрова растет от Осевой зоны к его периферии. Повышенную мощность имеют также четвертичные образования, формирующие напорные краевые морены ледников разного возраста.

Наибольшее распространение по площади развития и мощности среди четвертичных образований занимают диамиктоны. В настоящее время существуют две теории процесса их формирования.

Сторонники теории морского происхождения диамиктонов (маринизм) относят их к морским, ледово-морским образованиям, а перекрывающие их галечники считают прибрежными отложениями разных стадий регрессии морского бассейна, выделяя на основании гипсометрии ряд ступеней (террас), фиксирующих периоды его стабилизации. Обоснованием, помимо существования этих уровней, является наличие в составе диамиктонов морской микрофауны, а также обломков и редких целых створок макрофауны.

Сторонники ледникового происхождения диамиктонов и связанных с ними галечников (гляциализм) относят их к образованиям ледникового ряда – моренам и флювиогляциалам. Обоснованием являются структурные и текстурные особенности строения толщи диамиктонов (наличие гляциотектонических дислокаций, разного рода отторженцев подстилающих пород, характерный уютнообразный облик крупных обломков), невыдержанность высоты «террас» по площади (зачастую диапазон превышения террасы над урезом воды больше, чем перепад между разноуровневыми террасами, которые выделяют маринисты). Кроме того, в рельефе поверхность толщ диамиктонов часто выражена в виде аркообразных амфитеатров, характерных для краевых ледниковых образований. В пользу ледниковой теории говорит также отсутствие следов существования на юге морского бассейна. Наличие в составе отложений морской фауны объясняется ее захватом с шельфовой зоны Ледо-

витого океана, бывшей, по мнению гляциалистов, центром разновозрастных покровных оледенений. Авторы придерживаются ледниковой теории формирования диамиктонов.

Крайне слабая обнаженность затрудняет изучение четвертичного покрова территории. Это связано с широким развитием цоколя коренных пород, препятствующего подмыву берегов и формированию естественных обнажений.

В составе четвертичных пород территории присутствуют образования эоплейстоцена, нижнего, среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена, а также голоцена. В генетическом отношении они представлены ледниково-морскими, ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными, озерными, палюстринными образованиями, а также приуроченными к горным районам образованиями склонового ряда. На равнинной части, из-за малой мощности и незначительных площадей распространения, склоновые образования не показаны.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Кочковский горизонт. Гляциомариний. Карымкарская толща (gmEkr) выделена П. П. Генераловым [74] на Белогорском «материке» вблизи пос. Карымкары на правом берегу р. Обь. В пределах листа предположительно вскрыта в скважинах 11-к и 12-к Таньинского профиля [96]. Показана только на разрезе и схеме соотношений. Здесь она залегает на песках северо-сосвинской свиты мела в интервале абс. отг. 80–120 и 40–90 м соответственно. В обеих скважинах отложения представлены преимущественно глинам серыми и зеленовато-серыми алевроитовыми, иногда с углефицированным растительным детритом, местами слоистыми, с прослоями кварцевого песка и с включениями гравия и гальки. В составе обломочного материала – кварц, кварцевые диориты, габбро, гипербазиты. Весьма характерно присутствие зерен вивианита. Нижняя часть разреза содержит большее количество обломочного материала и имеет мореноподобный облик. В скв. 11-к к карымкарской толще нами отнесен инт. 32,5–67,00 м, в скважине 12-к – инт. 48,8–116 м. В обеих скважинах толща перекрыта аллювием предположительно тобольского горизонта; за пределами площади листа обычно перекрывается ханты-мужинской толщей. В основании развита маломощная пачка (1,1–2 м) валунно-галечных отложений с песчаным заполнителем.

Генезис на основании находок радиолярий и фораминифер (за границами территории листа), а также повсеместного присутствия вивианита интерпретируется как ледниково-морской [67]. По мнению авторов, не исключен и ледниковый генезис данных отложений. При проведении ГС-200 [96] данные отложения также рассматривались в качестве самаровской морены среднего неоплейстоцена. Однако положение толщи под тобольским аллювием говорит в пользу более древнего возраста данных образований. Согласно Легенде Западно-Сибирской серии листов, принят эоплейстоценовый возраст карымкарской толщи*. Мощность отложений – 40–60 м.

*По мнению эксперта, возраст отложений толщи занижен, генезис отложений – ледниковый.

Гляциомариний. Ханты-мужинская толща (gmEhm) выделена Ю. П. Черепановым [67]. Стратотип описан в скв. 3-к (инт. 14–174 м) профиля Мужы-Тильтим. На территории листа выделяется предположительно в южной части, на водоразделе руч. Ванктывис и р. Ларъеган – по аналогии с расположенным к югу листом Q-41-XXIII [67] и материалами Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 [15]. Границы оконтурены по результатам дешифрирования. Отложения толщи слагают относительно плоский заболоченный водораздел с абс. отм. 140–160 м, окруженный по периферии крутым перегибом, который интерпретируется как абразионный(?) уступ. По материалам А. П. Астапова [67], на аналогичных водоразделах южнее территории листа толща сложена неравномерно переслаивающимися алевритами и тонко-мелкозернистыми кварцевыми песками с прослоями глин и примесью гравия и гальки и подстилается карымкарской толщей.

Генезис на основании находок радиолярий и фораминифер (за пределами площади листа) интерпретируется как ледниково-морской. По мнению авторов, толща скорее всего является основной мореной одного из плейстоценовых оледенений. Однако, ввиду отсутствия собственных работ, в районе ее развития на карте принят вариант интерпретации генезиса предыдущих исследователей [67]. Косвенным признаком ее более древнего, чем средний неоплейстоцен, возраста может служить геоморфологическая позиция развития толщи: вне зоны подковообразных краевых структур напорных морен самаровско-газовского времени.

Эоплейстоценовый возраст ханты-мужинской толщи принят согласно Легенде Западно-Сибирской серии листов*. Мощность отложений – до 83 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Шайтанский горизонт. Халапанская свита. Гляциолимний (lgIhl) выделяется по дешифрированию на водоразделе руч. Ванктывис и р. Ларъеган по аналогии с расположенным к югу листом Q-41-XXIII [67] и материалам Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 [15] в пределах террасовидной поверхности с абс. отм. 120–140 м, широкой полосой (1–4 км) окаймляющей поле развития ханты-мужинской толщи. В пределах листа данные о составе отсутствуют. Судя по тонкому мелкоструйчатому рисунку фотоизображения, свита сложена тонкими супесчано-суглинистыми отложениями. Южнее, по данным бурения, представлена чередованием пачек (3–19 м) алевритов и глин с плавающими гравием и мелкими валунами [15]. Свита плохо охарактеризована органическими остатками, что указывает на то, что осадконакопление происходило в холодных климатических условиях, и поэтому генезис принимается как озерно-ледниковый [67]. Наиболее вероятен вариант интерпретации в качестве образований подпрудного озера, сформировавшегося в период оледенения.

*По мнению эксперта, возраст данных отложений средне-неоплейстоценовый, генезис – ледниковый.

рованного на стадии дегляциации раннечетвертичного ледника, образований которого на территории не сохранилось.

Косвенным признаком более древнего, чем средний неоплейстоцен, возраста может служить геоморфологическая позиция развития свиты: вне зоны подковообразных краевых структур напорных морен самаровско-тазовского времени.

Раннеоплейстоценовый возраст халапанской свиты принят согласно Легенде Западно-Сибирской серии листов.

Мощность отложений на соседних к югу листах – 70–75 м [67].

Среднее звено

Тобольский горизонт. Аллювий (aII_{tb}). Аллювиальные отложения на поверхность не выходят и вскрыты скважинами Таньинского профиля [96] и картировочными скважинами X-200, 201, 202, 203 [82]. Показан только на разрезе и схеме соотношений. Аллювий залегает на коренных породах или отложениях карымкарской толщи. В пределах Западно-Сибирской части территории листа во всех скважинах перекрыт самаровско-тазовской мореной. В увалистой полосе Малого Урала предположительно тобольский аллювий вскрыт скважинами X-202, 203 в палеодолине р. Тянью. Сложен валунно-гравийно-галечными отложениями. Вскрытая мощность – от 2–4 м. Наиболее типичный разрез аллювия вскрыт скв. X-201, где на глинах северососьвинской свиты нижнего мела залегают (снизу вверх):

1. Инт. 62,3–70,7 м. Супеси темно-серые неслоистые, вверху (до глубины 65 м) с большим количеством гравия (10 %) и гальки (10 %) и редкими валунами размером от 10 до 30 см. В интервале 65,3–65,8 м – косослоистые, малоглинистые тонкозернистые пески голубовато-серого цвета. В основании слоя наблюдается четкий размыв с базальными галечно-валунными отложениями.

2. Инт. 52,2–62,3 м. Песчано-гравийно-галечные отложения с суглинистым заполнителем голубовато-серого цвета с прослоями валунов (до 80 %) и светло-серых оскольчатых гравийных суглинков. Суммарная валунность по слою достигает 40 %. Валуну средней окатанности, до 15 см. В рыхлом материале наблюдаются отдельные пятна диаметром 2–3 мм и целые скопления бурых зерен, образовавшихся за счет окисления пирита.

Аллювиальный генезис отложений обосновывается приведенным выше описанием, тобольский возраст принят в известной мере условно на основании положения аллювия под самаровско-тазовской мореной среднего неоплейстоцена. Мощность – от 6 до 16 м.

Самаровский и тазовский горизонты нерасчлененные. Ледниковые образования (gIIsm-tz) широко распространены на территории, являясь рельефообразующей толщей в пределах понижений Малого Урала, Лагортинской межгорной впадины и прилегающей территории Западно-Сибирской низменности. Реками, как правило, вскрывается лишь верхняя часть диамиктонов, а при залегании на коренных породах они обычно перекрыты мощным плащом солифлюксия.

По данным бурения, морена образована плохоотсортированной алеврито-песчано-глинистой породой, плотной, неслоистой, иногда щебнистой с вклю-

чениями дресвы, гравия, гальки, щебня и многочисленных валунов размером до 30–60 см. Обломочный материал (до 30–40 %), как правило, плохо окатан или неокатан. В его составе (скважины 10-к, X-201) преобладают местные уральские породы: гипербазиты, габбро, кварцевые диориты, туфогравелиты, различные вулканыты, что говорит о движении ледника в пределах листа с северо-запада на юго-восток с осевой зоны кряжа. В суглинках отмечаются редкие микролинзочки и тонкие прослои светло-серых мелкозернистых полимиктовых песков мощностью от 2 мм до 15 см.

В центральной части листа на дистанционных материалах (аэро- и космоснимках) отчетливо прослеживаются подковообразные структуры напорных морен, с общим направлением стресса с северо-запада на юго-восток. Параллельно-грядовый рельеф их поверхности говорит о чешуйчато-надвиговых структурах в толще этих образований. Наиболее вероятно, что они принадлежат к одной из последних стадий активизации среднелепистоценового оледенения, так как к ним прислонена четвертая (тазовско-казанцевская) терраса р. Обь.

Среднелепистоценовый возраст подтверждается и данными по соседним с востока территориям. В береговых обрывах оз. Шурышкарский Сор вскрыты не перекрытые мореной торфяники, датированные уран-ториевым методом как начало казанцевского времени [2]. Физических методов прямого определения абсолютного возраста диамиктонов, а также определения их возраста по флоре и фауне в рамках среднего звена не существует, поэтому нами они показаны как ледниковые образования двух «холодных» горизонтов среднего неоплейстоцена, без уточнения возраста толщи. Мощность отложений по скважинам – от 16 до 45 м.

Верхнее звено

Тазовский–казанцевский горизонты нерасчлененные. Озерные и аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (Ia⁴Иtz-kz) распространены на востоке территории в долине р. Ларьган (левый приток р. Обь) на абс. отм. до 87 м. Поверхность террасы хорошо выделяется по дешифрированию темным фототоном с мелкоструйчатым рисунком фотоизображения и хорошо выраженным тыловым швом. Ширина террасы – более 10 км. Она вложена как в самаровско-тазовские ледниковые образования, так и в отложения халапанской свиты нижнего неоплейстоцена. Поверхность террасы перекрыта покровными суглинками и торфяником (до 2 м), осложняющими ее изучение. Данные о составе отложений и строении разреза на территории листа отсутствуют. Однако в пределах аналогичной поверхности они хорошо изучены южнее и восточнее [67], где развиты преимущественно аллювиальные фации этих осадков, сложенные песками. Пески преимущественно мелко- и тонкозернистые, с прослоями среднезернистых, часто с примесью рассеянных гравия и гальки и редкими прослоями галечников с валунами и песчаным заполнителем, приуроченным чаще всего к низам разреза. Слоистость (волнистая рябь, реже – волнистая параллельная) указывает на наличие слабого течения в обширном спокойном водоеме.

К востоку от территории на оз. Шурышкарский Сор торфяник из отложенной верхней части террасы датирован по уран-торию в 133 ± 14 тыс. лет. [2] и отвечает казанцевскому времени. Тазовско-казанцевский возраст 4-й террасы принят согласно серийной легенде и Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.).

На прилегающих территориях мощность отложений 5–7 м [67].

Ханмейский горизонт. Морена ханмейского горно-долинного оледенения ($gShn$) распространена в троговых долинах зоны кряжа и формирует выводные конечные морены подножия в Лагортинской межгорной впадине. Сложена диамиктонами с повышенным содержанием дебриса. Залегает на коренных породах, реже – на четвертичных образованиях среднего звена неоплейстоцена (в предгорьях). В составе дебриса исключительно местные породы областей ледосбора долинных ледников. Характерно повышенное содержание обломков (до 40 %) и их плохая (1-го, реже 2-го класса по Хабакову) окатанность. Размер валунов – до 0,5 м по длинной оси, изредка присутствуют глыбы свыше 1,5 м. Матрикс – бурые и серые суглинки или супеси, обычно плотные, иногда с линзами маловалунных галечников мощностью до 30 см, со щебнем и дресвой.

Конечноморенные формы уверенно дешифрируются на АФС по характерному бугристо-грядовому рисунку фотоизображения. Типичные конечноморенные формы, характерные для выводных ледников подножий, наблюдаются в долинах рек Малая Хараматолоу, Бур-Хойла и наиболее масштабные – в Пятиречье.

Возраст обосновывается наличием в пределах развития морены полярно-уральских флювиогляциальных зандров в троговых долинах рек Бур-Хойла и Правая и Левая Пайера, а также фрагментов первой надпойменной террасы внутри поля морены в нижнем течении р. Бур-Хойла.

Мощность основной морены – 0,5–13 м, в краевых стадияльных грядах – до 40 м.

Флювиогляциальные отложения ($fShn$) формируют флювиогляциальные зандры по периферии ханмейских конечных морен и флювиогляциальные террасы в долинах крупных рек, где они слагают террасовые уровни, расположенные выше первой и второй надпойменных террас. В составе присутствуют разнозернистые пески, гравий, галька, валуны, последние – до 80 см по длинной оси. Прослеживается укрупнение материала вверх по разрезу. Окатанность материала изменяется от плохой (1–2-й класс по Хабакову) в горных частях территории, до средней (2–3-й класс) в предгорьях, что связано с протяженностью переноса обломков. В составе обломков флювиогляциала, как и в ледниковых образованиях, присутствуют местные уральские породы.

Ханмейский возраст флювиогляциальных образований принимается на основании вложения в них аллювия первой и второй надпойменных террас на реках Лагорта, Бур-Хойла, Танью. Мощность отложений – 5–14 м.

Ермаковский горизонт. Лимноаллювий третьей надпойменной террасы ($la^3Шег$) развит на востоке территории в долине р. Ларъеган (левый приток р. Обь) на абс. отм. от 20 до 60 м. Поверхность террасы выде-

ляется по дешифрированию. Ширина террасы в приобской части – до 6 км. По материалам [96], в долинах рек Ларъеган и Евъеган она сложена косо и горизонтальнослоистыми хорошо сортированными песками. На прилегающих с юга листах разрез террасы представлен переслаивающимися супесями, алевритами, суглинками и песками, с включениями гравия и гальки [67]. Возраст подтвержден как палеонтологическими данными [67], так и геоморфологическим положением. Терраса вложена в отложения 4-й надпойменной террасы. Ермаковский возраст 3-й террасы принят в серийной легенде и Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.). Мощность отложений – до 12 м.

Г л я ц и о л и м н и й (lgIIIer). На поверхность озерно-ледниковые отложения практически не выходят, вскрыты картировочными скважинами X-200, 201, 202, 203 [82], показаны только на схеме соотношений. Выполняют остаточную озерную котловину оз. Варчаты и палеодолину р. Танью. Наиболее типичный разрез вскрыт скв. X-201, в которой на валунных суглинках самаровско-тазовской морены залегают (снизу вверх):

1. Инт. 26,5–32 м. Тонкое переслаивание серых и светло-серых ленточных глин и светло-серых алевритов, редко тонкозернистых полимиктовых песков. Мощность слоев – от долей мм до 2–3 мм 5,5
2. Инт. 8,4–26,5 м. Глины серые, с редкими прослоями коричневатых-серых, горизонтально-слоистые за счет прослоев алевритов мощностью 1–3 мм с редкими прослоями тонкозернистых, полимиктовых песков. В интервале 19–22,2 м глины более плотные, увеличивается частота светло-серых прослоев алевролита (ленточные глины). Породы содержат редкие включения мелко-крупнозернистого гравия 18,1

Выше вскрыты согласно залегающие озерно-аллювиальные отложения каргинского возраста.

По ленточному строению основной части разреза данные отложения интерпретируются как озерно-ледниковые. По положению в разрезе достаточно уверенно коррелируются с ермаковским горизонтом. Мощность отложений 17–24 м.

Каргинский горизонт. Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (a^2IIIkr) слагают узкие террасовидные поверхности на 5–6 м выше уровня первой надпойменной террасы в долине среднего течения р. Танью, шириной первые сотни метров. Предположительно вскрыты скважинами картировочного бурения X-202, 203, 205 в районе устья руч. Элькошор [82]. Сложены гравийно-галечными смесями с валунами, песком и суглинками. Возраст определяется на основании соотношений с первой надпойменной террасой. В Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.) возраст террасы принят каргинско-сартанским. Мощность отложений по данным бурения – 7,5–10 м.

Озерно-аллювиальные и озерные отложения ($Ia, IIIkr$) слагают на территории листа террасу, окаймляющую котловину оз. Варчаты. Терраса сформировалась после прорыва перемычки в юго-западной части

котловины и спуска части вод озера. Терраса располагается на абс. отм. 55–60 м. Разрез террасы вскрыт скважинами X-200, X-201, пробуренных к востоку от оз. Варчаты [82]. Наиболее типичный разрез вскрыт скв. X-201, в которой на озерно-ледниковых ленточных глинах предположительно ханмейского горизонта залегают (снизу вверх):

1. Инт. 7,8–8,4 м. Суглинок галечниковый.
2. Инт. 4,4–7,8 м. Песчано-гравийная смесь глинистая с единичными мелкими валунами, глинистость увеличивается к концу интервала.
3. Инт. 3,8–4,4 м. Супесь с редкими обломками растительных остатков.

Выше – озерно-болотные отложения позднего неоплейстоцена–голоцена.

Формирование террасы началось, по-видимому, в момент заполнения котловины тальми водами ханмейского ледника в конце его существования, наиболее вероятно – с привносом материала на дно водоема тальми водами. С другой стороны, в нее врезана первая надпойменная терраса р. Танью. Таким образом, наиболее вероятный возраст формирования – каргинский.

Установленная по скважинам мощность отложений 3,5–5 м.

Полярноуральский горизонт. Ледниковые отложения (*gШпу*). По последним данным, полярноуральское горно-долинное оледенение охватывало значительно меньшую площадь, чем предполагалось ранее. Полученные новейшими методами датировки валунов на поверхности краевых морен указывают на то, что в полярноуральское время к северу от территории границы оледенения всего на 1–2 км отстояли от современных границ существующих каровых ледников [2]. На территории листа они распространены несколько шире, однако за пределы горной части Урала не прослеживаются. Полярноуральские морены с типичными краевыми моренными формами закартированы в троговых долинах рек Лёк-Хойла, Правая и Левая Пайера, Пайтывис. В составе слагающих краевые гряды образований отмечается высокое (свыше 50 %) содержание обломочного материала, представленного исключительно местными породами. Характерна крайне низкая степень окатанности материала: валунно-глыбовые образования с матриксом, сложенным дресвяными суглинками и супесями. Состав обломочного материала местный и отвечает областям ледосбора.

Возраст устанавливается по сопоставлению образованных ими краевых форм с датированными аналогичными формами на соседних территориях [2], а также на основании перехода флювигляциальных зандров в первые аллювиальные террасы вниз по речным долинам.

Мощность основной морены – до 5 м, в краевой – до 10 м.

Флювиогляциальные отложения (*fШпу*) на территории листа имеют крайне ограниченное распространение. В рельефе образуют дельты и долинные зандры, примыкающие к краевым полярноуральским моренам в троговых долинах рек Лёк-Хойла, Правая и Левая Пайера. Дельты сложены галечно-валунными отложениями с гравийно-песчаным заполнителем. Валунны всех размеров, реже встречаются глыбы до 2,5 м по длинной оси. Содержание валунов и галечников – по 30–40 %, песков – 20–50 %. Изредка в разрезе присутствуют суглинки, намывные в полости между крупными обломка-

ми на поздних стадиях таяния льда. Состав пород местный, окатанность – до 2-го класса. Отдельные валуны окатаны до 3–4-го класса. Зандры отличаются более песчаным составом, валуны (до 20 см по длинной оси) составляют до 10 % толщи, гравийно-галечный материал – 40–50 %, содержание песка – до 50 %, окатанность материала – до 3-го класса.

Возраст устанавливается по примыканию к полярноуральским краевым формам. Мощность – до 5 м.

Сартанский горизонт. Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (a¹Шsr). Первая надпойменная терраса уверенно картируется в долинах рек Лагорта и Танию, образует хорошо выраженные террасовидные площадки по бортам долин. Также присутствует в большинстве мелких водотоков за пределами развития полярноуральских морен, но, вследствие незначительных размеров, не является картируемой. Высота террасы изменяется от 1,5 м выше уреза воды в верховьях водотоков до 4 м в низовьях. Сложена терраса гравийно-галечными смесями с валунами, песком и суглинками. Мощность отложений – до 5 м.

Возраст первой террасы принят как сартанский (полярноуральский) в соответствии с Легендой Полярно Уральской серии листов [55]. В Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000 г.) возраст террасы принят сартанско-голоценовым.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые образования территории представлены аллювиальными (руслowymi и пойменными), пролювиальными отложениями, а также образованиями современных ледников. Они распространены на всей территории.

Аллювий пойменных террас (aН) 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 Оби. 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 (2–3-й класс по Хабакову).

Пойменные отложения формируются в настоящее время, поэтому их возраст устанавливается как голоценовый.

Мощность отложений – до 5 м.

Пролювиальные отложения (pН) распространены преимущественно в горных территориях, где формируют конусы выноса у выхода мелких водотоков в более крупные долины и озерные котловины. В период паводков расход воды в таких водотоках очень большой, в перенос вовлекаются крупные обломки с крутых скальных склонов, поэтому и состав отложений в основном крупный (валуны, галька), реже присутствуют песчаные фракции. Возраст устанавливается по геоморфологическому положению: отложения

фациально замещают поймы, перекрывают более древние толщи и продолжают развиваться в настоящее время.

Мощность отложений – до 5 м.

Морены современных ледников (gH) распространены в современных карах осевой зоны кряжа. На территории листа это район озер Пайты, Ямбопайты, верховьев р. Правая Пайера и др. В настоящее время большинство ледников растаяло, однако еще в среднем голоцене («малый ледниковый период») они активно развивались, а часть из них продолжала существовать в 1950-е годы. На территории листа фрагменты каровых морен сложены в основном глыбово-щебнистыми разностями пород местного состава, с небольшой примесью супесчано-суглинистого заполнителя. У выходов из каров они, как правило, формируют подковообразные конечноморенные гряды, за которыми обычно находятся каровые озера. Мощность обычно – до 5 м.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

К данному возрастному интервалу относятся элювиальные, элювиальные и десерпционные образования, слагающие высокие плоские водоразделы зоны кряжа и их склоны выше уровня трогов и каров ханмейских и полярно-уральских ледников. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния средненеоплейстоценового ледника, они продолжают формироваться и в настоящее время.

Элювиальные отложения (eII-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 (гипербазиты, габбро) породах элювий состоит из глыбово-блочных образований, в среднем глыбы – до 1 м, однако нередко глыбы достигают 4 м и более по длинной оси. Содержание мелкозема незначительное. Основной агент формирования – физическое выветривание, влияние химического выветривания незначительно. Материал неокатан.

Следует отметить присутствие на плоских водоразделах зоны кряжа эрратических валунов, представленных розовыми кварцитопесчаниками манитаньрдской серии, отложения которой развиты далеко к северу в районе хр. Енганэ-Пэ и Манитаньрд. Размеры валунов – до 0,5 м. Их наличие свидетельствует о том, что зона кряжа в среднем или раннем неоплейстоцене(?) полностью перекрывалась ледником, двигавшимся с севера.

Мощность элювиальных отложений – до 3 м.

Элювиальные и десерпционные отложения (e,drII-H) приурочены к полого-выпуклым вершинам и пологим склонам (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 в основном глыбово-щебни-

стым материалом с дресвяно-песчаным наполнителем. Мелкозем выносится дождевыми и тальми водами. Материал неокатан.

Мощность отложений – до 2 м.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

К данному возрастному интервалу относятся элювиальные, элювиальные и делювиальные, делювиальные и десерпционные, коллювиальные и десерпционные образования, формирующие низкие водоразделы и склоны современных эрозионных и троговых долин зоны кряжа и предгорий, а также озерно-палюстринные отложения. Время начала их формирования условно связывается со временем таяния поздненеоплейстоценовых ледников, они продолжают формироваться и в настоящее время.

Элювиальные отложения (eIII-N) приурочены к плоским водоразделам зоны кряжа и Малого Урала. В целом состав их тот же, что и у описанного выше среднеоплейстоценового–современного элювия, т. к. процессы формирования и закономерности развития этих толщ идентичны. В составе преобладают глыбы и щебень с супесчаным наполнителем в нижней части, мелкозем с поверхности, как правило, вымыт дождевыми и тальми водами. Породы исключительно местные. Размерность зависит от состава коренных пород. На стойких к выветриванию (гипербазиты, габбро, андезиты) породах они состоят из глыбово-блочных образований, в среднем глыбы до 0,5–1 м. Содержание мелкозема незначительное. Относительно менее устойчивые (туфы, туффиты, нередко гранитоиды) выветриваются до щебнисто-суглинистой массы. Основной агент формирования – физическое выветривание, влияние химического выветривания незначительно. Материал неокатан. Следует отметить широкое развитие среди местного элювия в полосе Малого Урала значительного количества эрратических валунов, представленных гипербазитами, габбро и кварцевыми диоритами, что свидетельствует о том, что эта зона полностью перекрывалась среднеоплейстоценовыми ледниками, которые двигались с северо-запада, со стороны осевой зоны кряжа.

Мощность отложений до – 3 м.

Элювиальные и делювиальные отложения (e,dIII-N) приурочены к полого-выпуклым вершинам (уклоны 0–5°) представлены главным образом малоустойчивыми к выветриванию породами. При этом происходит некоторая сортировка материала – вынос и переотложение мелкозема вниз по склонам. Сложены в основном дресвяно-щебнистыми отложениями с супесчано-суглинистым наполнителем и с рассеянными по поверхности редкими глыбами. На Малом Урале на поверхности, сложенной элювиальными и делювиальными образованиями, наблюдаются многочисленные эрратические валуны. Иногда присутствует маломощный чехол среднеоплейстоценовой морены, который на карте не показан. Размер обломков – до 1 м, окатанность в основном отсутствует, редко – до 1-го класса. На поверхности нередко формируются мерзлотные пятна-медальоны, обуславливающие сортировку материала в плане. Мощности отложений – до 3 м.

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

Мощность в основании склонов – до 6 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения нерасчлененные (с,drIII-H) приурочены к склонам переменной крутизны (15–90°). Образования на карте объединены, так как участки субвертикальных (70–90°) склонов крайне ограничены по площади, и не выражаются в масштабе картирования. Развита преимущественно на устойчивых к выветриванию породах, формирующих крупнообломочный материал при разрушении. Сложены разноразмерными 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 обломков – исключительно местные породы.

Установленная мощность – свыше 2 м.

Делювиальные и десерпционные образования (d,drIII-H) приурочены к пологим (5–15°) склонам гор и предгорий Урала. Сложены щебнем с суглинисто-супесчаным заполнителем, с рассеянными небольшими глыбами. Перемещение обломочного материала происходит в основном за счет десерпции, мелкозема – преимущественно плоскостным смывом. Поскольку количество мелкозема в этих образованиях очень мало (в основном он вымыт), солифлюкционные процессы в них проявляются очень слабо, имеют подчиненное значение. Мощность покрова увеличивается вниз по склону.

Мощность отложений – до 2 м.

Лимный и палюстрий нерасчлененные (l,pIII-H) широко распространены на территории. Представлены торфом, иногда с маломощными прослоями песков, супесей, суглинков и илов. Залегают плащеобразно на водораздельных поверхностях равнинной части территории, выполняют низменности и котловины на равнинах и в горных областях. В низинах имеют повышенную мощность – до 5–6 м, на водоразделах она достигает 2–3 м, однако чаще не превышает 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.

Установленная по бурению мощность отложений 2–5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Территория листа Q-41-XVII в его северо-западной, не перекрытой осадочным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, части практически полностью сложена магматическими горными породами. Район расположен на территории Войкаро-Щучьинской структурно-формационной зоны, магматические образования которой относятся к Полярно-Уральской офиолитовой ассоциации и Малоуральскому вулканоплутоническому поясу.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Райизско-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый (σ, ν - σ, ν $\sigma_{O_{1-2}rv}$) впервые был выделен Ю. Е. Молдованцевым под наименованием «Войкаро-Сынинский» раннесилурийского возраста. С 1988 г. [19] за комплексом закреплено название «Райизско-Войкарский», возраст – O_3 – S_1 . Ультрамафические породы данного комплекса обнажаются в северо-западной части площади листа в междуречье Хойлы и Бурхойлы и входят в состав крупного Войкаро-Сынинского гипербазитового массива, простирающегося далеко за пределы рассматриваемой территории. Они представлены преимущественно гарцбургитами и дунитами. В резко подчиненных количествах присутствуют лерцолиты и шлирово-жильные тела вебстеритов, энстатитов и диопсидитов.

Войкаро-Сынинский массив имеет длительную историю изучения. В разные годы его исследованием занимались Г. Л. Падалка [30], Г. П. Софронов [105, 106], С. Г. Беляевских, В. В. Зайков [69], А. Э. Граудинь, А. А. Савельев, Г. Н. Савельева, Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдованцев, А. П. Казак [34], И. С. Чашухин, В. Ю. Алимов, Н. В. Вахрушева [108], Е. Е. Лазько [20], С. А. Щербаков [56], В. Ю. Алимов, Н. В. Вахрушева, А. В. Уханов и др. [66], А. Б. Макеев [22], П. М. Кучерина, А. М. Овечкин, Б. В. Перевозчиков, И. И. Попов и др. В результате этих работ был собран богатый фактический материал, составлены разномасштабные геологические и прогнозно-металлогенические карты, произведена оценка рудоносности массива. Крупномасштабные геологосъемочные, поисковые и тематические работы последних десятилетий [82, 92, 42, 78] позволили выявить детали внутреннего строения и структуры массива.

Гипербазиты райизско-войкарского комплекса в геофизических полях выделяются интенсивными положительными гравитационными аномалиями (25–40 мГал). Интенсивность аномалий нарастает в восточном направлении, что предполагает увеличение мощности гипербазитовых тел в этом направлении. Согласно геофизическим данным, подошва массива имеет пологое (10–20, редко до 40°) падение на восток, а его мощность увеличивается от 0,5–1,0 км в западной части до 8–10 км на востоке.

В пределах рассматриваемой территории обнажается лишь небольшая часть Войкаро-Сынинского массива (часть Пайерского блока, по материалам [78]) и наблюдается только фрагмент юго-восточного контакта гипербазитов с вмещающими породами кэршорского комплекса протяженностью около 30–35 км.

На рассматриваемой территории гипербазиты представлены преимущественно гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов и резко подчиненным – лерцолитов.

По данным предшествующих детальных работ [92], среди них выделяются три характерные вещественные ассоциации: дунитовая (σ), гарцбургитовая ($\nu\sigma$) и промежуточная дунит-гарцбургитовая ассоциация ($\nu\sigma$), представленная гарцбургитами с сетчатыми, полосчатыми и жилообразными выделениями дунитов.

Для наиболее распространенных гарцбургитов комплекса характерна полосчатость, обусловленная переменным содержанием энстатита в прослоях неравномерной мощностью. Преобладает чередование 5–20–40-сантиметровых полос с содержанием 10–20–40 % энстатита, тогда как 1–2-сантиметровые полосы сложены энстатитовым дунитом или оливиновым энстатитом. Полосчатость гарцбургитов проявлена неравномерно. Помимо отчетливо полосчатых разновидностей присутствуют массивные грубо- и неясно-полосчатые породы [79]. Среди гарцбургитов изредка встречаются реликты лерцолитов. Крупные тела дунитов размером до 1–3 км по длинной оси имеют штокообразную и неправильную формы. Они располагаются в ядерных частях желобовидных складчатых структур («синформ»), с которыми генетически связано развитие системы линейных зон пластично-сколовых деформаций [43, 56].

В пределах массива выявлены крупные желобовидные складчатые структуры («синформы»), с которыми генетически связано развитие системы линейных зон пластично-сколовых деформаций [43, 56]. В ядерных частях складчатых структур располагаются крупные дунитовые тела штокообразной и неправильной формы. Размер их достигает 1–3 км по длинной оси. Крупные тела дунитов обычно окружены ореолами пересекающихся прямолинейных жилоподобных тел дунитов и жил пироксенитов, хромититов. В строении жильного ореола вокруг крупных дунитовых тел выделяется грубо выраженная зональность [78].

Непосредственно к крупным дунитовым телам примыкает зона, представленная густой сетью жилоподобных тел дунитов неправильной формы, мощностью от 30–40 см до 1–3 м. В центральных частях тел дунитов выявлены участки гарцбургитов. Изредка дуниты содержат шлировые скопления хромшпинелей. Внутренняя зона сменяется гарцбургитами с сетью пересекаю-

щихся линейных жилоподобных тел дунитов. Мощность их небольшая – от первых до 20–30 см. Объем составляет 5–10 %. Далее количество дунитов постепенно уменьшается вплоть до полного их исчезновения. В отдельных случаях крупные дунитовые тела не сопровождаются ореолом дунитовых выделений в гарцбургитах. С данными образованиями связано формирование хромитового оруденения глиноземистого типа [78].

Помимо вышеперечисленных пород достаточно широким распространением пользуются энстатиты, вебстериты и диопсидиты, слагающие жилобразные тела. Образование систем жил не было одноактным: первыми формировались дунит-энстатит-диопсидовые обособления в системе полосчатости гарцбургитов и только на следующем этапе – жилы, секущие полосчатость [79].

Вышеописанные полосчатые и складчатые структуры, как правило, несогласны по отношению к границам массива, что предполагает их формирование в мантийных условиях [41, 56, 78]. Это, наряду с субвертикальным падением жил различного состава, свидетельствует о том, что первичное субгоризонтальное залегание офиолитовой ассоциации практически не было нарушено на стадии выведения его в верхние горизонты коры.

Гарцбургиты представляют собой среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной или полосчатой текстурами. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород. Гарцбургиты содержат переменные количества ортопироксена. В полосчатых разновидностях его содержания колеблются от 10 до 40 % в различных полосах. Обычно же его количество составляет 10–15 %. Гипидиоморфные зерна ортопироксена размером 1–3 мм занимают чаще всего совершенно определенную позицию, располагаясь в интерстициях между крупными (4–8 мм) гипидиоморфными кристаллами оливина и образуя иногда неполные келифитовые каймы вокруг него. Это обуславливает панидиоморфную или аллотриоморфную (с элементами келифитовой) структуру пород (рис. 1). В некоторых разновидностях отмечается клинопироксен (первые проценты), в виде мелких (0,3–1 мм) ксеноморфных зерен.

Породы нередко в различной степени катаклазированы. В этих разновидностях присутствуют уплощенные прямоугольной или близкой к ней формы кристаллы оливина, в которых наблюдаются двойники скольжения. Между этими кристаллами располагаются удлиненные зерна ортопироксена. Степень дробления пород различна. Наиболее измененные разновидности характеризуются цементной структурой, обусловленной наличием мелких обломков кристаллов оливина и пироксена, окружающих сохранившиеся более крупные зерна. Оливины из гарцбургитов принадлежат к высокомагниевым разновидностям с количеством форстеритового минала 81–85 % (прил. 7.1)*.

*Ввиду отсутствия достаточного количества собственных аналитических данных по территории листа, здесь и далее приведены оригинальные данные о химическом составе минералов и пород райизско-войкарского комплекса по прилегающему с запада листу Q-41-XVI, а также данные предшествующих работ.

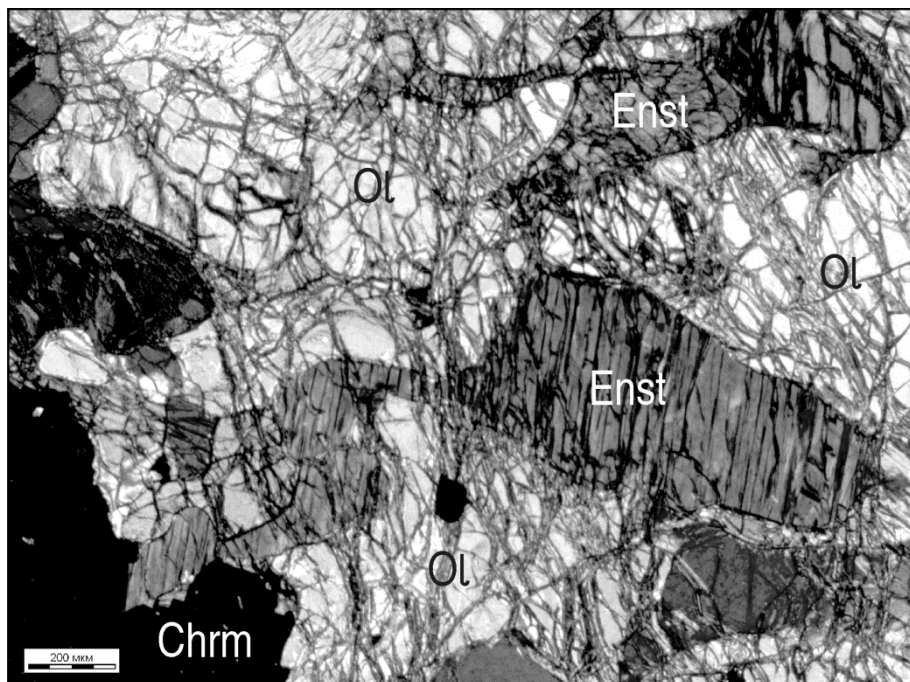


Рис. 1. Гарцбургит с гипидиоморфнозернистой структурой (обр. 101/1, верховья р. Вылюю, Погурейский блок Войкаро-Сыньинского массива, ув. 5х, николи +).

Ортопироксен соответствует почти чистому энстатиту с содержанием ферросилитового минала 12–18 % (прил. 7.2). Клинопироксен представлен диопсидом с количеством гиденбергитовой составляющей 7–12 % (прил. 7.3). В гарцбургитах в небольших количествах обычно присутствуют хромшпинелиды. В нерудных образцах хромшпинелиды распространены в виде мелких изометричных округлых и неправильных зерен размером от 0,01 до 2–3 мм. Отмечаются как высокохромистые, так и глиноземистые разновидности, при этом и те и другие могут присутствовать в пределах ограниченных площадей и даже одного образца. Гарцбургиты в различной степени изменены: серпентинизированы, амфиболизированы.

Дуниты представляют собой среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород. Дуниты характеризуются равномернозернистой, панидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурами, массивными текстурами. Размер зерен оливина от 1,5 до 2,5 и от 2,5 до 5 мм в различных по зернистости разновидностях. Серпентинизация в них проявлена по отдельным извилистым трещинам и по краям зерен оливина. В более измененных породах наблюдается петельчатая структура. В сильно серпентинизированных и катаклазированных дунитах (серпентиновых сланцах) нередко отмечается широкое развитие магне-

тата, слагающего цепочки зерен, располагающихся параллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости. Оливин в дунитах характеризуется высокой магнезиальностью (прил. 7.4). Количество форстеритового минала несколько выше, чем в гарцбургитах, и составляет 85–89 %. Второстепенным минералом дунитов иногда является энстатит. В качестве акцессорного минерала присутствует небольшое количество хромшпинелида, представленного как высокохромистыми, так и глиноземлистыми разновидностями.

Лерцолиты – среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород. Состоят из оливина 70–75 %, энстатита 15–20 %, диопсида 5–7 % и хромшпинелида – около 1 %. Наряду с преобладающими равномернозернистыми разновидностями встречаются лерцолиты с порфириновидными зернами энстатита и оливина и гломеровидным распределением минералов. Рисунок структуры полигональнозернистый; полосчатые текстуры и линейность, как правило, отсутствуют. Лерцолиты менее серпентинизированы, чем гарцбургиты: их небольшие тела среди оливин-антигоритовых пород практически не содержат серпентина.

Энстатиты, вебстериты и диопсидиты слагают жилообразные тела. Они представляют собой средне- и крупнозернистые, равномернозернистые породы темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком цвета, характеризующиеся массивной текстурой. На выветрелой поверхности образована охровая корка, что определяет характерный красно-бурый цвет пород. Данные образования отличаются лишь количественными соотношениями пироксенов.

Химический состав дунитов и гарцбургитов (прил. 7.5) малоинформативен в плане различия данных пород. Все они обладают низкой кремнеземистостью (SiO_2 в среднем составляет 42,5 масс. % в пересчете на сухой остаток), низкой железистостью (обычно 7–10), крайне низком содержанием TiO_2 (сотые процента), Al_2O_3 (десятые процента), CaO (десятые процента) и суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – сотые процента), что заметно ниже, чем средние значения для гарцбургитов и дунитов океанов [52]. Напротив, содержания MgO в породах аномально высоки (до 52 масс. % в пересчете на сухой остаток). Отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ также высоки и достигают значений 50 и более, в среднем составляя 30. Подобные химические особенности в большей степени присущи коматиитам, однако сходными особенностями обладают и некоторые кумулятивные или реститовые ультрамафиты [54].

Содержания редких и редкоземельных элементов в гипербазитах райизско-войкарского комплекса (прил. 7.6) низки и часто находятся вблизи и ниже порога чувствительности анализа, что не позволяет анализировать характер их распределения. Для редкоземельных элементов начала ряда характерны содержания, составляющие 0,05–0,5, для середины – 0,02–0,2 и для конца – 0,05–0,4 хондритовых значений. При этом каких-либо значительных различий в концентрациях РЗЭ для рассматриваемых типов пород не наблюдается. Характерен весьма сходный U-образный характер их распределения во всех гипербазитах (рис. 2). Широкие вариации содержания РЗЭ объясняются, с одной стороны, ошибками анализа (содержания ряда элементов близки к

порогу чувствительности анализа), с другой – неодинаковой степенью плавления мантийного субстрата даже в пределах ограниченных площадей.

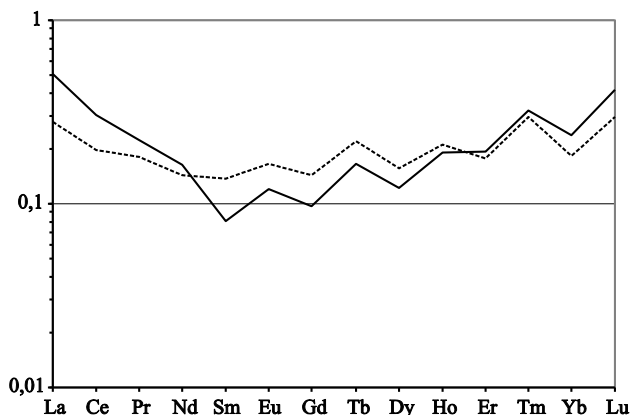


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в гарибургитах (сплошная линия, среднее из 16) и дунитах (пунктирная линия, среднее из 29) райизско-войкарского комплекса (нормировано по хондриту; Woynnton, 1984).

Все это позволяет говорить о крайней деплетированности гипербазитов в отношении ряда породообразующих и редких элементов. Это подразумевает, что рассматриваемые породы являются тугоплавким мантийным остатком после выплавления (без сомнения неоднократного) базальтовых или пикритовых магм.

Ультрамафические породы райизско-войкарского комплекса в той или иной степени подвержены процессам метаморфизма. Метаморфизм гипербазитов Полярного Урала детально изучен Н. И. Брянчаниновой [5]. Выделено два этапа метаморфических преобразований: регрессивный и прогрессивный.

Выявлены четыре фации регрессивного метаморфизма: антофиллитовая, тальковая, антигоритовая, лизардитовая. Им соответствуют следующие типоморфные ассоциации минералов: антофиллит + оливин, тальк + актинолит + хлорит, антигорит + оливин, лизардит + брусит + магнезит. Степень серпентинизации пород составляет в среднем около 50 % [23], слабо возрастающая к краевым частям. В центральной части массива сохраняются участки практически неизмененных пород. Изменения отвечают условиям зеленосланцевой фации и носят изохимический характер. В целом такая последовательность согласуется с экспериментальными данными [61] и, очевидно, связана с последовательным охлаждением и гидратацией ультрамафитов при их поднятии в верхние горизонты коры. Это подтверждается и изотопным составом воды, который указывает на ее морскую природу [5].

Прогрессивный этап метаморфизма, по Н. И. Брянчаниновой, имеет локальное проявление и включает следующие фации: энстатитовая, тремолитовая, антигоритовая (войкаритовая), хризотиловая, лизардитовая. Им соответ-

ствуют следующие типоморфные ассоциации минералов: энстатит + оливин + магнетит, тремолит + тальк + магнетит, оливин + антигорит + магнетит, хризотил + брусит + магнетит, лизардит + брусит + магнетит. С этим этапом связано формирование комплекса метаморфизованных ультрабазитов, включающих амфибол-тальк-оливиновые, антигорит-оливиновые массивные и сланцеватые породы и рекристаллизованные пегматоидные дуниты. Площадь распространения пород составляет не менее 35 % от общей площади комплекса. Они слагают зоны переменной мощности (от первых метров до 400 м). Падения зон юго-восточные под углами от 5 до 50°. Строение зон неоднородно вследствие резкоградиентных условий метаморфизма, отвечающих амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. На основании данных по изотопии воды в оливин-антигоритовых породах Н. И. Брянчаниновой [5] сделан вывод о наследовании изотопного состава водорода воды антигоритом, замещающим лизардит-бруситовую ассоциацию петельчатых серпентинитов.

Если регрессивный этап метаморфизма легко объясним с точки зрения геодинамики (остывание и метаморфизм реститов по мере отодвигания их от оси СОХ), то относительно прогрессивного этапа встает вопрос о процессе, который мог бы привести к его проявлению. Давно известно [4, 62], что метаморфические изменения серпентинитов сильно зависят от температуры и почти нечувствительны к давлению. Поэтому проявление локального прогрессивного метаморфизма можно было бы связать с локальным повышением температуры в пределах гипербазитовых тел при выведении их в верхние горизонты коры. Однако, безводная ассоциация (энстатит + оливин + магнетит) возникает при достаточно высоких температурах (около 900 °С). До этой температуры остается устойчивым брусит. Какие процессы могли привести к столь значительному повышению температуры? Вероятно, это могло быть связано с внедрением высокотемпературных расплавов, таких как бонинитовые еще в мантийных условиях. Если это так, то проявление прогрессивного метаморфизма можно считать важным поисковым критерием хромитового оруденения.

Последующие этапы изменения связаны с тектоническими преобразованиями ультрабазитов и носят локальный характер. Продукты метаморфизма представлены хризотилowymi серпентинитами и тальк-серпентиновыми породами.

Вопрос о возрасте гипербазитов райизско-войкарского комплекса не может иметь однозначного решения. Здесь важно определиться, что, собственно, понимать под возрастом данных горных пород: 1) первоначальное, очевидно раннедокембрийское, формирование их субстрата; 2) этапы их преобразования в ходе различных петрогенетических процессов, также, очевидно, многоэтапных; 3) последний из всех процессов, определивший современный облик райизско-войкарского комплекса; или, наконец, 4) возраст офиолитообразования, т. е. возраст выведения их на поверхность. Кроме того, 5) на облик комплекса могли повлиять и процессы коллизии Восточно-Европейского палеоконтинента (Балтии) с Сибирским в том случае, если офиолиты эксгумировались до этой коллизии. В настоящее время большинство исследователей полагает, что гипербазиты представляют собой сильно исто-

щенный мантийный рестит, испытавший несколько актов частичного плавления. Имеется две датировки ультрамафитов райизско-войкарского комплекса. Первая получена Г. Н. Савельевой с соавторами [42] уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона из хромититов и составляет 600 млн лет. Вторая – рений-осмиевым методом [3] и соответствует 585 ± 6 млн лет. Если говорить о возрасте гипербазитов относительно эволюции Палеоуральского океана, то, несомненно, что начало преобразований мантийного субстрата связано с начальными стадиями раскрытия океанического бассейна и происходило около 600 млн лет назад, а возможно и ранее. Последние же крупные преобразования, вероятно, происходили в надсубдукционной обстановке в позднем ордовике при формировании кэршорского комплекса (около 450 млн лет назад). При коллизионных процессах в карбоне и перми сформировались серпентинитовые меланжи и зоны серпентинитовых милонитов внутри массива.

Согласно Легенде... [84], принимается ранне-среднеордовикский возраст райизско-войкарского комплекса.

Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый ($\sigma, \nu\text{-}\sigma, \nu\sigma, \nu, \nu\text{O}_{2-3k}$). Впервые был выделен Ю. Е. Молдованцевым [27] как силурийский. В состав кэршорского комплекса входят полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты, плагиоклазовые клинопироксениты, габбро, оливиновые габбро, троктолиты, анортоизиты и однородные габброиды, часто метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Эти образования располагаются восточнее поля развития райизско-войкарских гипербазитов. Типичные разрезы габброидной части комплекса изучались нами в низовьях р. Хойлы (т.н. 2003–2005).

На территории листа породы кэршорского комплекса слагают непрерывную полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении вдоль юго-восточного контакта райизско-войкарских гипербазитов от р. Труба-Ю на юге до р. Хараматолоу на севере. Ширина их выходов 1–5 км. На северо-западе породы кэршорского комплекса повсеместно граничат с райизско-войкарскими гипербазитами. Контакт имеет северо-восточное простирание, субвертикальное или крутое падение на юго-восток и характеризуется прямолинейностью, отсутствием поперечных смещений и апофиз интрузивных образований кэршорского комплекса в гипербазиты. Все это, наряду с широким развитием в зоне контакта рассланцованных пород, катаклазитов, а на юго-западном его продолжении (листы Q-41-XVI, Q-41-XXI) милонитов и даже ультрамилонитов свидетельствует о его преимущественно тектоническом характере. Тем не менее, в бассейне р. Левая Пайера в гипербазитах отмечаются дайки и мелкие тела метагабброидов, контакт изрезан и, вероятно, имеет интрузивный характер. Дайки габброидов в гипербазитах отмечают и другие исследователи [32].

На юго-востоке габброиды кэршорского комплекса граничат с гранитоидами собского комплекса. Контакт повсеместно тектонический. В зоне контакта широко развиты милониты по габброидам и гранитоидам. Кроме того, образованиями кэршорского комплекса сложен тектонический блок, протягивающийся от верховьев руч. Харосоим до р. Малая Хараматолоу. Этот блок граничит преимущественно с гранитоидами лагортинско-кокпельского ком-

плекса, а также с островодужными вулканитами. Сложность геологической интерпретации контакта между габброидами кэршорского комплекса и гранитоидами собского состоит в том, что вдоль этого контакта, как по габброидам, так и по гранитоидам и по тектонитам самого контакта с разной степенью интенсивности развивается наложенная плагиомигматизация (формирование макаррузьского комплекса).

В то же время на левобережье р. Лагорта среди пород собского комплекса установлен крупный ($3 \times 0,4$ км), частично диоритизированный ксенолит габбро кэршорского комплекса, к которому приурочено проявление титаномагнетитовых руд.

В пределах полосчато-переслаивающихся базитов и ультрабазитов отмечается субвертикальное или крутое падение контактовых поверхностей на юго-восток. Характерна невыдержанность состава отдельных полос по простиранию. Контакты различных разновидностей как постепенные, так и резкие. Мощности тел разного состава сильно варьируют как по, так и вкрест простирания от нескольких сантиметров до сотен метров. Здесь же участками присутствуют габброиды с полосатой текстурой, обусловленной частым чередованием лейкократовых и меланократовых полос, обогащенных клинопироксеном или плагиоклазом вплоть до образования пироксенитов и анортозитов. Мощность полос обычно не превышает первые сантиметры, реже доходит до десятков сантиметров. Переходы между различными разновидностями постепенные, но в целом падение контактов также вертикальное или юго-восточное. Внутри полосчатых габброидов присутствуют тела железистых дунитов различной мощности, при небольших размерах (до 10–15 м мощностью) устанавливается их линзовидная форма.

Дуниты по внешнему виду неотличимы от райизско-войкарских. Это среднезернистые и реже мелкозернистые породы с панидиоморфной или аллотриоморфной структурами. Свежие разновидности встречаются редко. Обычно породы сильно серпентинизированы, вплоть до образования серпентинитов. Степень серпентинизации составляет, как правило, 60–70 %. Единственным отличием их от дунитов райизско-войкарского комплекса является несколько повышенная железистость (13–18 % против 7–8 %).

Клинопироксениты, верлиты и оливинные клинопироксениты и их плагиоклазовые разновидности представляют собой мелко-среднезернистые, равномернозернистые породы темно-серого до светло-серого с зеленоватым оттенком цвета. Породы отличаются лишь количественными соотношениями клинопироксена и оливина, присутствием и отсутствием плагиоклаза. Они достаточно сильно изменены (серпентинизированы, оталькованы, амфиболитизированы, эпидотизированы). Главной петрологической особенностью пород является угнетенное положение оливина относительно клинопироксена. Пироксен слагает относительно крупные (до 2–2,5 мм) идиоморфные кристаллы, в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные зерна оливина, заполняющие межзерновое пространство. Это свидетельствует о том, что по крайней мере на определенном этапе становления комплекса клинопироксен был первой ликвидусной фазой.

Габброиды, находящиеся в переслаивании с ультрамафитами, по внешнему виду несколько отличны от однородных. Они характеризуются большей

степенью изменения и более блеклыми окрасками. Преимущественно это метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации габброиды, представляющие собой эпидот-клиноцоизит-амфиболовые породы. В некоторых разновидностях присутствуют реликты плагиоклаза и клинопироксена (диопсида). Плагиоклаз представлен битовнитом или анортитом. Реже встречаются измененные оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты, габбронориты.

Однородные габбро кэршорского комплекса также обычно изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В большинстве случаев породы сложены амфиболом (актинолитом, куммингтонитом, реже роговой обманкой), развивающихся по клинопироксену и клиноцоизит-эпидотовым агрегатом по плагиоклазу. Неизмененных разновидностей не обнаружено. В некоторых разновидностях присутствуют реликты клинопироксена и плагиоклаза. В этом случае плагиоклаз представлен битовнитом и анортитом, клинопироксен – диопсидом.

Химический состав пород кэршорского комплекса весьма своеобразен (прил. 7.7). В первую очередь это касается габброидов. Примечательно, что по своим геохимическим особенностям полосчатые и однородные габброиды неотличимы друг от друга. Для них характерно пониженное содержание кремнезема, колеблющееся от 39 до 49 %, очень редко до 52 %, низкие содержания суммы щелочей, редко превышающие 2 % (рис. 2), крайне низкое содержание TiO_2 (менее 1 и обычно менее 0,5 %, рис. 3). Содержания MgO – 10–18 %, CaO – 5–13 %. Количество K_2O никогда не превышает 0,5 % и обычно составляет около 0,1 %, а Na_2O , как правило, – меньше 2 % (рис. 4) и даже это содержание могло быть приобретенным при зеленосланцевом метаморфизме. Степень окисленности железа ($Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, ат. кол.) в габброидах не превышает 0,3. Это свидетельствует о кристаллизации расплавов в восстановительных условиях, что не способствует кристаллизации магнетита.

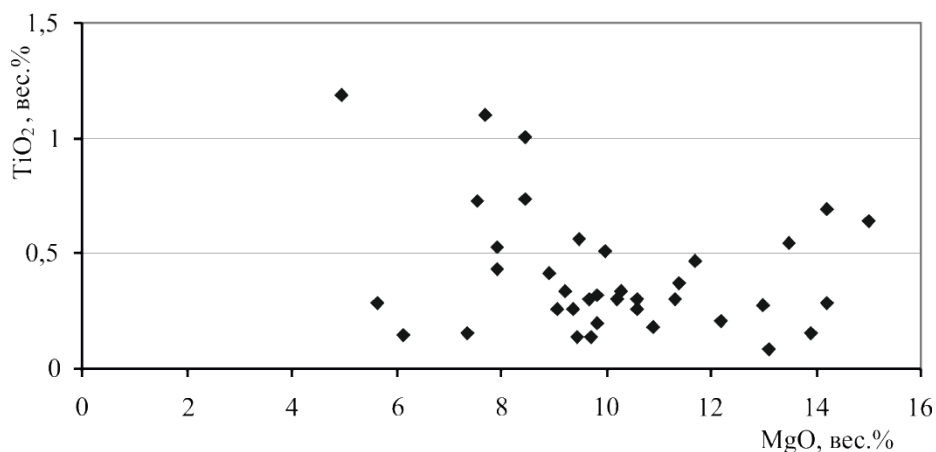


Рис. 3. Диаграмма TiO_2 – MgO для пород кэршорского комплекса.

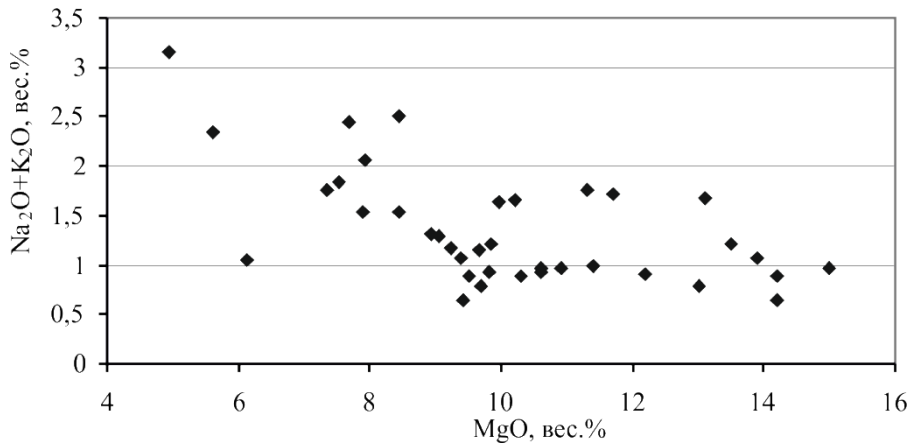


Рис. 4. Диаграмма Na₂O + K₂O–MgO для пород кэршорского комплекса.

Для габброидов характерно крайне низкое (ниже, чем в Н-тип СОХ базальтах, иногда на порядок и более) содержание редкоземельных и ВЗИ элементов при достаточно широких их вариациях (рис. 5, прил. 7.8). Содержания элементов КИР близки к значениям, характерным для базальтов Н-типа СОХ и в некоторых случаях несколько (но незначительно) превышают их. Характерны весьма схожие профили распределения редких и редкоземельных элементов во всех габброидах. По характеру распределения и концентрациям редкоземельных элементов породы сходны с коматиитами и пикритами (рис. 6), что выражается в обеднении пород легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых и элементов середины ряда. В некоторых случаях отмечается положительная европиевая аномалия. На рис. 7 показано

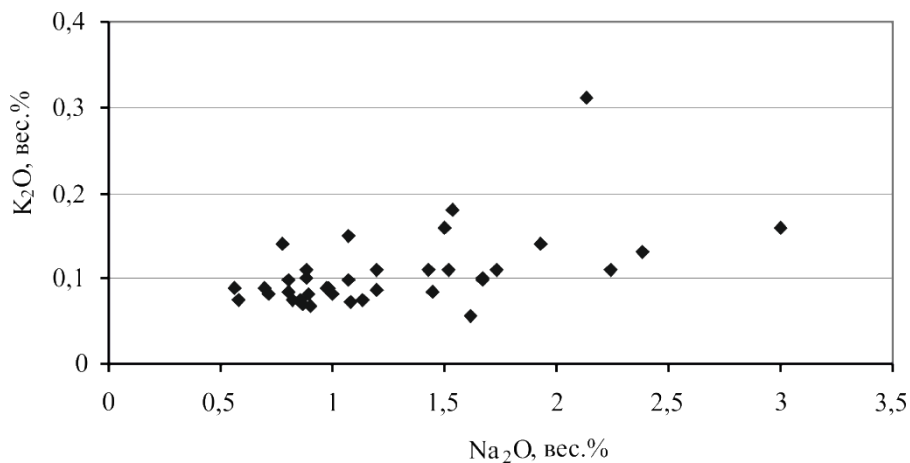


Рис. 5. Диаграмма K₂O–Na₂O для пород кэршорского комплекса.

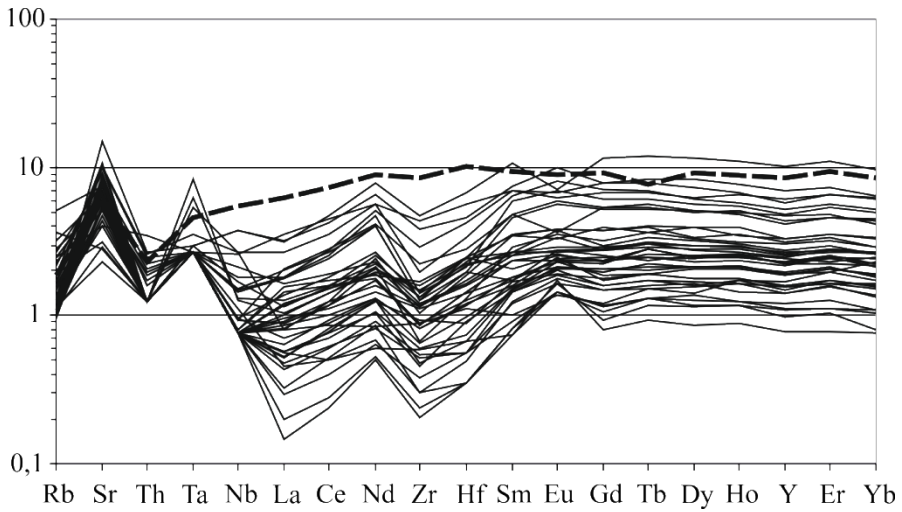


Рис. 6. Характер распределения редких элементов в породах кэрсшорского комплекса. Пунктирная линия – базальты N-типа COX (нормировано по примитивной мантии [63]).

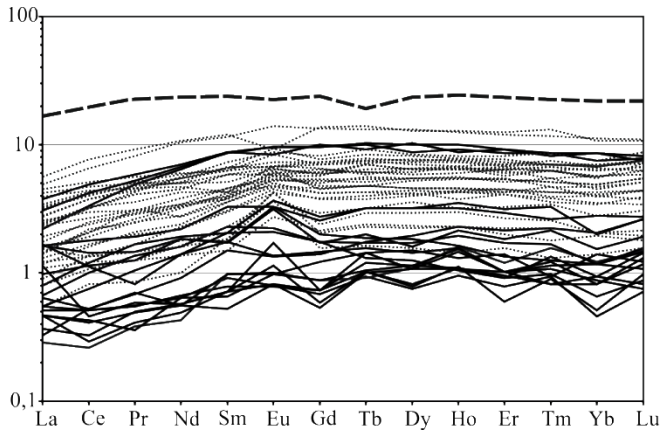


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в породах кэрсшорского комплекса (нормировано по хондриту; Boynton, 1984).

Сплошные линии – клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты и верлиты; точечные линии – габброиды; пунктирная линия – базальты N-типа COX.

распределение редкоземельных элементов в породах кэрсшорского комплекса, нормированных к гарцбургитам райизско-войкарского комплекса. Из рисунка видно, что только концентрации редкоземельных элементов середины ряда достигают 100-кратных значений для гарцбургитов, тогда как содержания

легких и тяжелых РЗЭ превышают концентрации этих элементов в гарцбургитах максимум в 30–40 раз, а лантана – лишь в 10 раз и иногда аналогичны таковым в гарцбургитах.

Химический состав верлитов, оливиновых клинопироксенитов и клинопироксенитов отражает их минералогию. Характерной особенностью являются низкие содержания TiO_2 и щелочей. Они обладают статистически более низкими, чем габброиды, но вполне сопоставимыми содержаниями редкоземельных и редких элементов (рис. 5). Отмечаются широкие вариации содержаний редкоземельных элементов.

Крайне низкие содержания редкоземельных и ВЗИ элементов (заметно более низкие, чем в Н-тип СОХ базальтах) и несколько повышенные концентрации элементов КИР в габброидах кэршорского комплекса свидетельствуют о невозможности их образования путем частичного плавления деплетированного источника, аналогичного таковому для Н-типа СОХ базальтов. Такие особенности, а также очень низкие содержания TiO_2 сближают габброиды с бонинитами. Это говорит о том, что габброиды кэршорского комплекса могли образоваться путем частичного плавления более деплетированного источника, чем источник базальтов Н-типа СОХ. Большинство исследователей полагают, что тугоплавким остатком после выплавления кэршорских габброидов являются гипербазиты райизско-войкарского комплекса [41, 79, 32]. Однако содержания редкоземельных элементов (и особенно легких) в габброидах слишком малы, чтобы такое предположение было правдоподобным. Кроме того, габброиды характеризуются широкими вариациями содержаний редких и редкоземельных элементов, тогда как продукты частичного плавления должны минимально различаться по этому параметру. Действительно, согласно уравнению Д. Шоу*, лишь при степени частичного плавления менее 10 % вариации в содержаниях РЗЭ могут превышать десятикратный уровень, тогда как при больших степенях плавления эти различия будут меньшими даже при валовом коэффициенте разделения 0,01, характерном для оливина в отношении РЗЭ. Если же степень частичного плавления была меньше 10 %, то различия в содержаниях РЗЭ между габброидами и гипербазитами райизско-войкарского комплекса (как полагают, реститом) были бы значительно большими. Таким образом, райизско-войкарские гипербазиты не могут быть тугоплавким остатком после выплавления кэршорских габброидов. Следовательно, габброиды кэршорского комплекса могли образоваться либо в результате частичного плавления иного сильно деплетированного источника, либо имеют кумулятивную природу. В пользу кумулятивной природы габброидов свидетельствует характер распределения в них редкоземельных элементов и положительная европиевая аномалия различной интенсивностью. Так, характер наклона кривых распределения РЗЭ в сторону легких РЗЭ в

* $C_L/C_0=1/[D(1-F)+F]$, где C_0 – концентрация элемента в исходной породе, C_L – концентрация элемента в образующемся расплаве, D – валовый коэффициент разделения микроэлемента между реститом и расплавом в момент их сепарации ($D=\rho_i^n x_i K_{pi}$, где x_i – весовая доля минерала i в твердофазовом агрегате, K_{pi} – коэффициент разделения между минералом i и расплавом), F – весовая доля расплава по отношению к исходной породе.

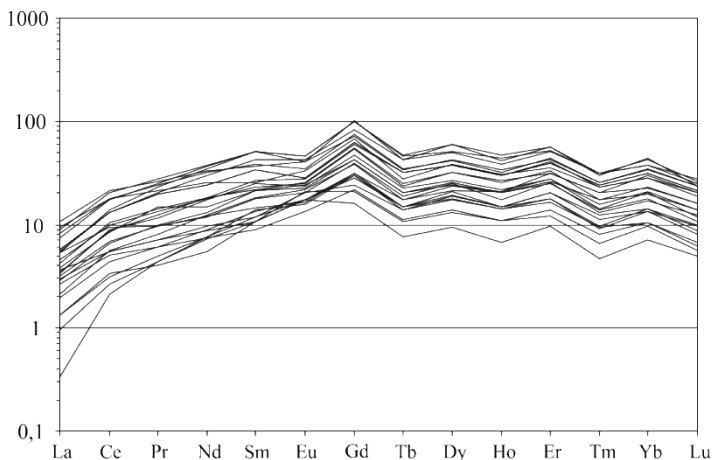


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в породах кэршорского комплекса, нормированных к гарцбургитам райизско-войкарского комплекса.

габброидах соответствует кривой коэффициентов их распределения для клинопироксена (Arth, 1976), а наличие положительной европиевой аномалии – положительной европиевой аномалии в плагиоклазе (рис. 8). Таким образом можно полагать, что габброиды являются клинопироксен-плагиоклазовыми кумулятами, а дуниты, верлиты и клинопироксениты – оливиновыми, оливин-клинопироксеновыми и клинопироксеновыми кумулятами соответственно. Относительно происхождения полосчато-переслаивающихся пород можно предположить, что они сформировались в подводящей «трещинной» зоне неоднократного поступления расплавов в верхние горизонты. При этом поднимающиеся расплавы испытывали фракционирование с постоянным разделением кумулятов и остаточного расплава. Резко неравновесная кристаллизация смещала состав расплава (от котектики) в сторону той или иной кристаллической фазы, фракционирование которой приводило к возврату расплава на котектику. Таким способом могли формироваться различные по составу кумуляты, слагающие невыдержанные по простиранию полосы различной мощности. С этой точки зрения полосчато-чередующиеся породы скорее образовались на заключительных этапах становления габброидной интрузии. Преимущественно кумулятивная природа габброидов кэршорского комплекса подразумевает невозможность фазового их разделения.

Нами получены конкордантные датировки габброидов кэршорского комплекса уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), составляющие $446,8 \pm 4,3$, 446 ± 2 и 453 ± 7 млн лет, что обосновывает позднеордовикский возраст комплекса (прил. 6). С учетом того, что спилиты соколинской и усть-конгорской свит [36] имеют средне-позднеордовикский возраст, аналогичный возраст принят и для кэршорского комплекса в целом.

СИЛУРИЙСКО-ДЕВОНСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ, ГИПАБИССАЛЬНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Лагортаюский комплекс параллельных даек ($\beta, \text{pyO}_3\text{-S}_{1l}$) выделен А. П. Казаком в 1975 г., позднее он был детально изучен и описан Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [59] под названием комплекса параллельных даек [58]. Фрагменты комплекса даек располагаются внутри мощной тектонической зоны северо-восточного простирания, которая прослеживается более чем на 150 км (от широты р. Войкар на юге до р. Енгаю на севере) при ширине зоны от 1,5 до 3,0 км. Мощность отдельных даек – от 0,2 до 2,0 м. По нашим наблюдениям, дайковый пояс не пользуется столь значительным распространением, как это полагали предшественники, а на его простирании чрезвычайно широко развиты милониты и бластомилониты, в которых местами наблюдается метаморфическая дифференциация вещества габброидов на мелано- и лейкоому. Милонитизация особенно интенсивно проявлена на контакте габброидов с тоналитами собского комплекса, где одинаково рассланцованы и габбро (амфиболиты) и диориты.

В состав комплекса входят плагиоклаз-пироксеновые и мегафировые плагиоклазовые долериты, метадолериты, единичные дайки плагиогранитов магматические брекчии с плагиогранитным цементом.

Породы подверглись метаморфизму пренил-пумпеллитовой фации. В петротипическом разрезе р. Лагортаю в дайках хорошо сохраняется первичная структура – афировая пилотакситовая у контактов и порфирировая габбродиабазовая в центральных частях даек. Порфирировые выделения плагиоклаза (An_{65-55}) в породах частично замещены цоизитом, а пироксена – актинолитом.

Химизм даек свидетельствует о дифференцированности их состава. Общими петрохимическими особенностями комплекса параллельных даек являются низкое содержание калия и алюминия, а также умеренное содержание титана и железа.

Мы проводили изучение фрагментов дайкового пояса в петротипическом разрезе по р. Лагортаю. Разрез на р. Лагортаю (вблизи западной рамки листа Q-41-XVII) представляет собой крупный, вероятно, линзовидный, фрагмент пояса или области интенсивного неоднократного внедрения даек трех, а возможно, и большего числа генераций. Наиболее ранняя генерация представлена субвертикальными дайками долеритов (или их обломков), для которых устанавливаются двусторонние закаленные контакты (рис. 9). Несмотря на сложную тектоническую ситуацию (междайковое пространство интенсивно тектонизировано, дайки разорваны на отдельные блоки со смещением), здесь наблюдается горячий контакт с клинопироксеновым габбро кэршорского комплекса, которое однозначно диагностируется по специфическому спектру РЗЭ (рис. 6, 11).

На листе Q-41-XVII дайковый комплекс распространен в среднем течении р. Правая Пайера. Здесь дайки залегают среди пироксенитов кэршорского комплекса и представлены мелкозернистыми амфиболитами, что резко отличает их от петротипического разреза на р. Лагортаю (прил. 5). Некоторое, хотя и слабое отличие состоит в их химизме (рис. 10). Дайки р. Правая Пайера сложены относительно высокотитанистыми базальтами (TiO_2 в среднем

1,5 вес. % и почти до 2 % – прил. 7.9), тогда как дайки р. Лагортаю – низкотитанистые (TiO_2 менее 1,0 вес. %) андезибазальты (по нашим данным, хотя по данным Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева здесь присутствуют и базальты, но также низкотитанистые [59], прил. 7.9). Повышенная щелочность отдельных образцов за счет Na_2O объясняется их метаморфизмом (спилитизацией).

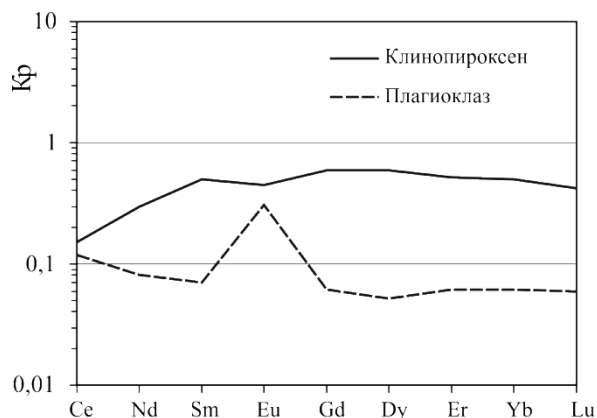


Рис. 9. Коэффициенты распределения РЗЭ для минералов базальтов. По Дж. Арту (1976).



Рис. 10. Закаленные контакты будинированной долеритовой дайки, р. Лагортаю.

Значительно большие различия в геохимии этих пород. Как можно видеть на диаграммах (рис. 11; прил. 7.10), спектры РЗЭ даек Лагортаю отчетливо

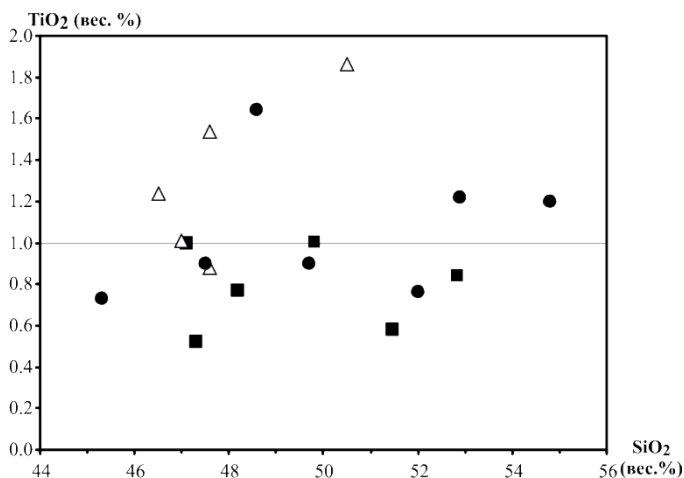
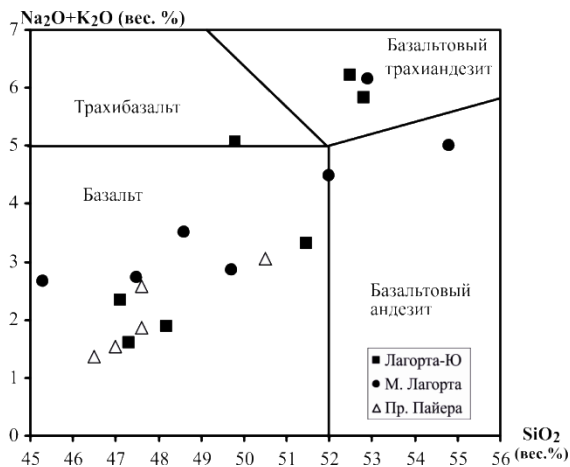


Рис. 11. Петрохимические параметры даек лагоргаюского комплекса (прил. 7.10).

обогащены легкими РЗЭ и в целом абсолютно соответствуют гранитоидам собского комплекса (см. ниже), причем в наиболее кремнеземистых разностях проявлена и такая тонкая особенность эволюции родоначального расплава, как отрицательная аномалия Eu, что также характерно для интрузивной гранитоидной ассоциации. Напротив, микроамфиболиты Правой Пайеры имеют ярко выраженный «клинопироксеновый» спектр с резким обеднением легкими РЗЭ и близки (но не тождественны, рис. 12, а) нормальным базальтам COX (N-MORB). Спайдер-диаграмма (рис. 12, б), также демонстрирует принципиальные отличия даек Лагоргаю от даек Правой Пайеры: если первые имеют отчетливые индикаторы надсубдукционного происхождения (Ta-Nb аномалия, обогащенность КИР-элементами), то вторые значительно ближе к океаническим спрединговым обстановкам, что, учитывая истощенность

их почти всеми элементами относительно N-MORB, делает закономерным предположение об их спрединговом и, возможно, окраинноморском происхождении, хотя последнему противоречит отсутствие Ta-Nb аномалии.

Относительно возраста лагортаюского дайкового комплекса, так же как и его однородности, полной ясности нет. Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [59] сопоставляют его с верхнесилурийскими палеобазальтами войкарского спилитового комплекса. Однако по нашим данным [39], пиллоу-лавы войкарского комплекса представлены низкотитанистыми андезибазальтами и андезитами, отчетливо отличающимися от дайкового комплекса и геохимически (рис. 11). Е. В. Хаин и др. [53] провели изотопное датирование плагиогранитов, слагающих мелкие дайки и цемент эруптивных брекчий в комплексе параллельных даек р. Лагортаю, и получили возраст по единичным зернам цирконов 490 ± 7 млн лет ($\text{Є}_3\text{—O}_1$). Однако это противоречит геологическим данным о прорывании ими пород кэршорского комплекса, для которого нами тем же методом установлен возраст около 450 млн лет (см. выше).

В то же время на площади листа Q-41-XVI нами получены две конкордантные датировки плагиогранитов лагортаюского комплекса уран-свинцовым методом по единичным зернам циркона (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ): $444,1 \pm 6,5$ млн лет (р. Малая Лагорта), отвечающая верхам позднего ордовика—низам силура, и $452,7 \pm 5,1$ млн лет (р. Лагорта), отвечающая низам позднего ордовика. Если исходить из офиолитовой модели формирования Райизско-Войкарской подзоны Войкарской СФЗ и сохранности ее вертикальной стратифицированности, то гипербазиты, габброиды кэршорского комплекса и параллельные дайки лагортаюского комплекса должны быть одновозрастными, что в общих чертах подтверждается и результатами абсолютного датирования. Однако, как показано выше, либо габброиды кэршорского комплекса не являются членами данной офиолитовой ассоциации, либо ультрамафиты райизско-войкарского комплекса лишь вмещают офиолитовую ассоциацию, если выделять последнюю в рамках простейшей классической модели. Реальная ситуация очевидно была значительно сложнее и нуждается в дополнительных исследованиях. Поэтому с учетом полученных нами данных абсолютного датирования и рвущей позиции параллельных даек по отношению к габбро кэршорского комплекса возраст лагортаюского комплекса принимается, как позднеордовикско-раннесилурийский.

Малоуральские экстрозивно-жерловые ($\alpha\beta, \beta\text{S}_1\text{—D}_2\text{mi}$) и субвулканические образования ($q\delta l\text{S}_1\text{—D}_2\text{mi}$), по материалам Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева (Язева, 1984), развиты в районах реконструируемых палеовулканических построек на хр. Манюку-Мусюр. Они представлены неками андезитов, андезито-дацитов, дайками андезитов, андезибазальтов и базальтов, штоками и пластовыми телами кварцевых диорит-порфиоров. Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым в этом районе выделяются две генерации экстрозивно-жерловых образований, отвечающих только тэрэнскому и более — молодому элькошорскому комплексам. Нами на карте они не расчленяются. Образования юртым-соимского комплекса (танъюская подсвета) представлены вулканомиктовым флишем и поэтому не представлены в экстрозивно-жерловой и субвулканической фациях.

Экструзивно-жерловые образования тэрэнского комплекса наиболее типично представлены на левобережье р. Маникую, где слагают неkki массивных андезитов и массивы жерловых аглютинатов, прорывающих агломератовые туфы и кластолавы андезибазальтов нижнемалоуральской (таньюской) подсветы. Андезиты некков представлены роговообманково-пироксеновыми разностями гиалопилитовой структуры. Экструзивно-жерловые образования в районе горы Тур сложены бомбовыми туфами и агглютинатами пироксен-плагиоклазовых андезибазальтов. Последние представляют собой мелкопорфировые породы гиалопилитовой структуры с парагенезисом вкрапленников: анортит₆₅₋₄₅ + авгит + ортопироксен + магнетит. Вкрапленники составляют до 40 % объема породы.

Экструзивно-жерловые образования элькошорского комплекса представлены серией мелких экструзивно-купольных построек, располагающихся по периферии в центральной части палеовулканических построек. Они прорывают и несогласно перекрывают слоистые туфы андезибазальтов и андезитов нижнемалоуральской (таньюской) подсветы. В поперечнике купола имеют размер 0,5–1 км и представляют собой аккумулятивные постройки, в которых выделяется неkk и окружающие его бомбовые туфы, агглютинаты. К югу от горы Большая Скала неkki сложены кластолавами миндалекаменных базальтов с обильными ксеногенными обломками андезитов тэрэнского комплекса. Агглютинаты также представлены шлаковыми разностями миндалекаменных базальтов. Основная масса миндалекаменных базальтов имеет криптовую или флюидальную пилотакситовую структуру. Вскрапленники составляют до 50 % основной массы и представлены мелким альбитизированным и карбонатизированным плагиоклазом, авгитом и его сростками.

Субвулканические образования представлены многочисленными дайками андезитов, андезибазальтов, базальтов, а также штоками и пластовыми телами кварцевых диорит-порфиров. Дайки наиболее широко развиты в районе горы Тур, а также среди отложений нижней (малоуральской) подсветы. По данным Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева, диорит-порфиры нередко образуют с экструзивно-жерловыми фациями андезитов тэрэнского комплекса единые тела, сменяя их в центральных частях крупных некков и на глубине.

Наиболее изучен *Тэрэнский субвулканический массив*. Основная его часть находится на территории листа Q-41-XVI, где он вскрыт в речном врезе на 170 м по вертикали, а его погружающаяся к югу кровля вскрыта профилем поисковых буровых скважин на глубине от 10 до 150 м. В наиболее гипсометрически возвышенных местах он отвечает лейкократовым роговообманковым гранодиорит-порфирам, а в погруженной части – меланократовым роговообманковым кварцевым диорит-порфирам. Структура всех пород порфировая: лучисто-игольчатая роговая обманка и короткотаблитчатый тонкоzonальный плагиоклаз (An₅₅₋₃₀) окружены биотит-кварц-олигоклаз-ортоклазовым микропегматитом. По керну скважин наблюдается переход от обильнопорфировых роговообманковых и кварц-роговообманковых андезитов с микропиризматическзернистой и гранофировой основной массой к описанным выше гранодиорит-порфирам [58].

Судя по имеющимся описаниям и авторским наблюдениям, субвулканические и жерловые тела малоуральского комплекса есть не что иное, как

близповерхностные дериваты собского комплекса, образующие вместе с ними и наземными (подводными) собственно вулканическими фациями единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Это подтверждается как данными абсолютного датирования (табл. 1, см. с. 67), так и нашими химическими (прил. 7.11) и геохимическими данными (прил. 7.12, рис. 12, 13).

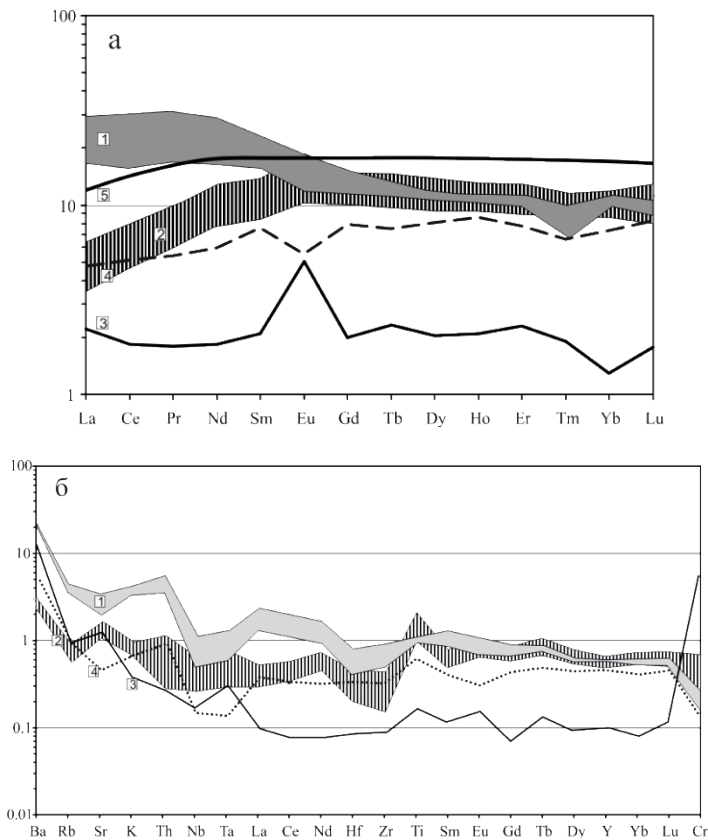


Рис. 12. Геохимическая характеристика лагортаюского комплекса

а) распределение РЗЭ (нормировано по хондриту [63]). 1 – поле спектров РЗЭ даек р. Лагортаю ($n = 3$), 2 – то же р. Правая Пайера ($n = 5$), 3 – габбро из контакта с дайкой (обр. 1127/1а), 4 – пиллоулава войкарской свиты (обр. 8066/1), 5 – нормальные базальты СОХ (N-MORB); б) спайдердиаграмма (нормировано по N-MORB [63]). 3 – габбро кэршорского комплекса (обр. Lu-4/2), остальные обозначения те же.

По данным абсолютного датирования единичных цирконов (SHRIMP II, ВСЕГЕИ) андезитов на правом берегу руч. Элькошор (относящихся, наиболее вероятно, к элькошорскому комплексу по Г. Г. Язевой и В. В. Бочкареву) нами получен конкордантный возраст $393,9 \pm 5,7$ млн лет.

Возраст экуструзивно-жерловых и субвулканических образований комплекса принимается раннесилурийско-среднедевонским в соответствии с возрастом малоуральской свиты.

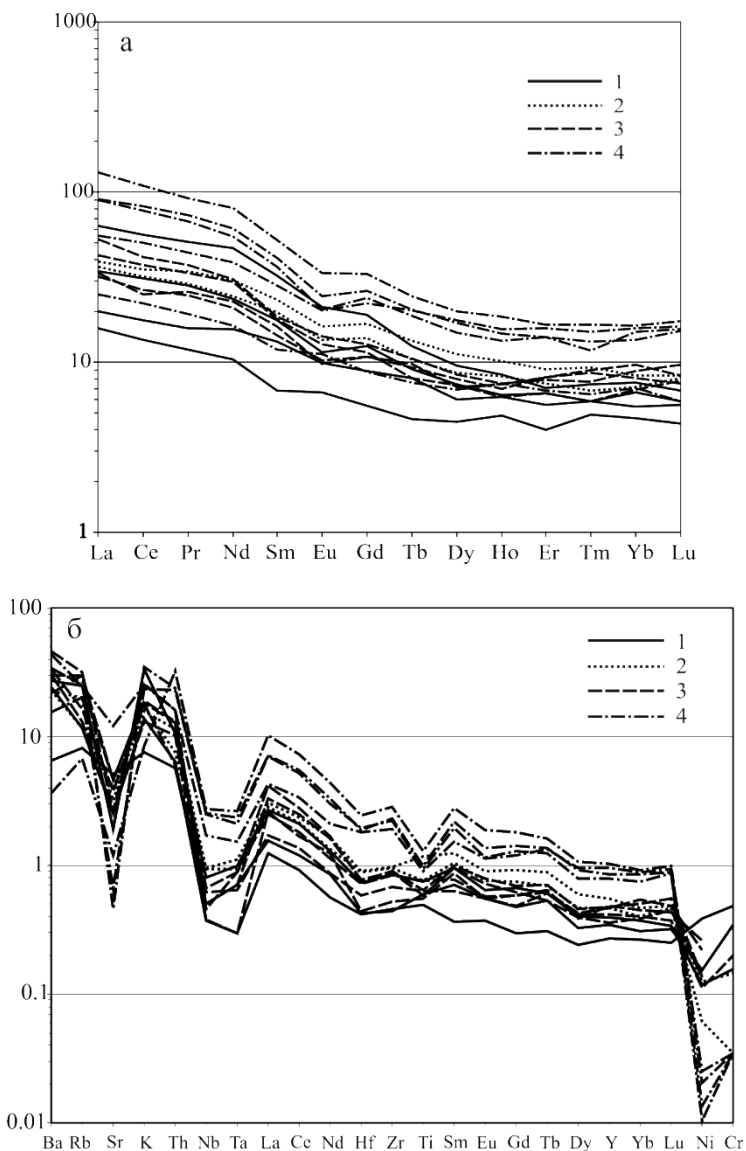


Рис. 13. Геохимическая характеристика вулканических пород малоуральской свиты

а) распределение РЗЭ (нормировано по хондриту, Boynton, 1984), б) спайдер-диаграмма (нормировано по N-MORB [63]); 1 – андезибазальты и андезиты, 2 – их туфы (таньюская подсвита), 3 – трахиандезиты субвулканические (обр. А. П. Прямоносова), 4 – их туфолавы и туфы (ворчатинская подсвита).

Собский комплекс габбро-диорит-плагиигранитовый (vD_{1S_1} ; $v\delta, q\delta$, $p\gamma, q\mu D_{1-2S_2}$; $q\delta L, p\gamma D_{2S_3}$) образует крупный интрузивный массив (Лагортинско-Кокпельский батолит, по Р. Г. Язевой и В. В. Бочкареву [59], протяженностью около 240 км при ширине до 12 км, вытянутый вдоль восточного склона

Урала. Эти, наиболее широко распространенные в Войкарском сегменте Полярноуральской островодужной системы гранитоиды изучались Ю. Е. Молдавцевым, В. Ф. Морковкиной, С. Ф. Соболевым, В. Д. Старковым, Р. Г. Язевой, В. В. Бочкаревым, Д. Н. Ремизовым и другими исследователями и описывались в составе разных комплексов.

В. Ф. Морковкина рассматривала все гранитоиды района как результат воздействия гранитной магмы (ныне – янаслорский комплекс) на габбро-гипербазиты Войкаро-Сынинского массива [27, 28].

Первоначально кварцевые диориты входили в собский комплекс совместно с плагиомигматитами, которые Ю. Е. Молдавцев рассматривал как позднеордовикско-силурийские продукты ультраметаморфизма пород габбро-гипербазитовой ассоциации [25, 26]. Он же выделил самостоятельный конгорский монцодиоритовый комплекс, генезис которого является отдельной проблемой.

Детальные исследования, проведенные Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [59] позволили им разграничить автохтонный плагиомигматитовый комплекс и интрузивный гранодиорит-тоналитовый комплекс в составе Лагортинско-Кокпельского батолита. Интрузивные субщелочные породы оставлены ими в составе конгорского комплекса.

М. А. Маслов [88] и Г. Я. Сабуров [100] объединяли конгорский комплекс с собским в единый собско-конгорский комплекс. О. А. Кондиайн [14] в составе конгорского выделял две фазы: первая представлена диоритами и габбродиоритами, вторая – гранодиоритами (однако на карте они не расчленены). Д. Н. Ремизов [38] к конгорскому комплексу относил только массивы биотит-кварцосодержащих габброноритов и монцодиоритов, кислая составляющая включена им в состав собского комплекса.

Столь широкий разброс мнений по двум ключевым вопросам геологии интрузивной островодужной ассоциации горных пород района объясняется двумя группами причин. Первая группа – геологические наблюдения, которые свидетельствуют, с одной стороны, о неразрывной связи и видимых постепенных переходах гнейсовидных интрузивных диоритоидов собского комплекса к автохтонным плагиомигматитам (в нашем понимании – к собскому комплексу), осложненных к тому же большим количеством зон интенсивной многоактной глубинной тектонизации, а с другой – очевидным гипабиссальным обликом габбронорит-монцодиоритовой ассоциации (конгорский комплекс) и одновременным отсутствием рвущих контактов последней с теми же диоритами. Вторая группа – отсутствие достаточных аналитических данных для выяснения комагматичности горных пород и их инструментально определенного возраста. Поскольку данные проблемы нам удалось отчасти устранить, то ниже предлагается новая интерпретация гранитоидного магматизма района.

В пределах рассматриваемой территории породы комплекса распространены в виде непрерывной полосы северо-восточного простирания между Войкаро-Сынинским базит-гипербазитовым массивом и вулканогенными образованиями Малого Урала. Эта полоса в геоморфологическом плане выражена обширной Лагортинской депрессией, отделяющей Большой Урал на западе от Малоуральской возвышенности на востоке. В целом породы ком-

плекса довольно плохо обнажены. Почти повсеместно они перекрыты мало-мощным покровом четвертичных делювиальных, пролювиальных, аллювиальных и ледниковых отложений, а также крупноглыбовыми элювиальными развалами и моренными шлейфами. Хорошие обнажения расположены в береговых обрывах верхнего течения р. Танью и в нижнем течении р. Лагортаю. В бассейне р. Макарузь (лист Q-41-XVIII) такситовые кварцевые диориты непосредственно контактируют с зоной плагиомигматизации апогаббровых (кэршорский комплекс) и аподолеритовых (лагортаюский комплекс) амфиболитов. Контакт здесь постепенный и практически не фиксируемый [38]. Такой же контакт, возможно, имеет место и на территории листа Q-41-XVII вдоль восточной полосы габброидов кэршорского комплекса к югу от р. Малая Хараматалоу, однако здесь он не обнажен и предполагается только по смене насыщенных автолитами гнейсовидных кварцевых диоритов апогаббровыми амфиболитами и плагиомигматитами.

В составе массива максимально распространены средние породы, состав которых варьирует от габбродииоритов–кварцевых диоритов с обильными, в разной степени дезинтегрированными более меланократовыми автолитами до гранодиоритов, гранитов и плагиогранитов. Плагиограниты и граниты присутствуют в основном в жильной фации. Наиболее специфичными образованиями собского комплекса являются биотит-кварцсодержащие габбронориты и кварцевые монцодиориты, ранее объединявшиеся в конгорский комплекс.

В масштабе карты на листе Q-41-XVII показаны гранодиориты, диориты и кварцевые диориты, плагиограниты, кварцевые монцодиориты, габбронориты. Наиболее широко распространены кварцевые диориты и гранодиориты, слагающие основное тело массива к юго-востоку от полосы габброидов кэршорского комплекса. Кварцевые монцодиориты развиты достаточно локально и образуют небольшой шток(?) около 1 км в диаметре к востоку от горы Большая Скала.

Диориты и кварцевые диориты – крупнозернистые светло-серые горные породы с гнейсовидной текстурой, проявленной в субпараллельной ориентировке крупных кристаллов роговой обманки, что составляет их наиболее характерную черту при полевых наблюдениях. Породы диоритового ряда сложены роговой обманкой и зональным плагиоклазом (An_{45-27}) с переменным количеством кварца, что обуславливает колебания их состава от габбродииоритов до лейкократовых кварцевых диоритов.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (30–50 %), кварцем (25–30 %), амфиболом (20 %), биотитом (около 5 %). В аксессуарных количествах присутствуют апатит (от единичных зерен до 1 %), алланит, рутил, лейкоксен (1–2 %), магнетит (от долей % до 3–5 %, в среднем 2–3 %). Вторичные минералы: актинолит, хлорит, эпидот, пренит.

Плагиоклаз образует зональные (от An_{75-70} до An_{33-28}) идиоморфные кристаллы, имеющие таблитчатый габитус. Промежуточные зоны кристаллов широкие и имеют ритмично-зональное строение (от An_{55} до An_{45-40}). Незональная кайма этих таблитчатых кристаллов представлена An_{33-28} с редкими мирмекитовыми прорастаниями кварца. Мелкие зерна плагиоклаза (до 2,0 мм в диаметре) также имеют зональное строение. Высокая основность плагиоклазов закономерно сочетается с высокими модалными содержаниями квар-

ца (не менее 25–30 %). Кварц формирует ксеноморфные зерна светло-серого цвета с голубоватым и сиреневым оттенками и волнистым погасанием. Амфибол (высокожелезистая обыкновенная роговая обманка) образует порфировидные выделения, переполненные мелкими включениями плагиоклаза. Нередко это корродированные зерна, часто ситовидные от вростков кварца и мелких включений плагиоклаза, магнетита, апатита. Цвет зеленый, буровато-зеленый, до черного, плеохроизм от темно-зеленого до желтовато-зеленого. По роговой обманке развиваются биотит, эпидот, хлорит и актинолит. Пластинки зеленовато-бурого и темно-бурого биотита (от долей см до $0,5 \times 1,0$ см) с изъеденными краями в агрегатах подчеркивают гнейсовидность пород совместно с роговой обманкой, по которой отчасти развиваются. В биотит включены мелкие кристаллы циркона.

С возрастанием содержания кварца в диоритах появляются ортоклаз-микропертит и биотит, а порода в целом приобретает состав гранодиорита. Этот процесс реализуется в юго-восточном направлении и фиксирует, вероятно, верхнюю часть массива. В северо-западной части разреза гнейсовидные диориты постепенно насыщаются меланократовыми ксенолитами, в них появляются протяженные линзовидные амфиболитовые полосы, структурно совпадающие с гнейсовидностью тоналитов. Одновременно в диоритах возрастает содержание кварца, появляется биотит, и они переходят в мигматитовые плагиогранитоиды варьирующей основности–собский комплекс в нашем понимании.

Биотит-кварцсодержащие габбронориты – массивные мелко-среднезернистые порфировидные габброиды. По структурным особенностям различаются панидиоморфнозернистые, монзонитовые и гипидиоморфнозернистые разновидности местами с сидеронитовыми прорастаниями магнетита.

В сложении пород участвуют плагиоклаз (около 50 %), пироксены (до 30 %), роговая обманка (20 %), биотит (3–5 %), кварц и ортоклаз, присутствуют единичные зерна оливина. Вторичные минералы – актинолит, хлорит и эпидот.

Плагиоклаз представлен деанортитизированным, в разной степени сосюритизированным лабрадором, образующим лейстовидные призматические кристаллы. Пироксены (диопсид-авгит и гиперстен) частично или нацело замещаются роговой обманкой, и, реже, биотитом. Кварц представлен бесформенными или изометричными зернами, часто корродирующими кристаллы роговой обманки и плагиоклаза. Отдельные разновидности порфировидных габброноритов вблизи контактов с вулканитами (р. Элькошор) характеризуются наличием густой мелкой вкрапленности магнетита, довольно равномерно рассеянной по всему объему породы. Это может свидетельствовать о ранней кристаллизации магнетита за счет поступления кислорода из пород рамы.

Кварцевые монцодиориты – крупно-среднезернистые зеленовато-серые с розовым оттенком породы порфировидного облика. Крупные (0,5–1,0 см) идиоморфные кристаллы плагиоклаза (андезина) погружены в более мелкозернистую массу кварца и ортоклаза–микропертита, частично образующих гранофировые срастания. Актинолитовая роговая обманка образует субидиоморфные кристаллы, в центральных частях которых иногда сохраняются реликты клинопироксена. Ранний амфибол замещается вторичным, почти бес-

цветным актинолитом и хлоритом. В разностях с большими содержаниями кварца практически отсутствуют реликты пироксена и появляется хлоритизированный биотит.

По химическому составу породы принадлежат к известково-щелочной серии несколько повышенной щелочности калиевого и калиево-натриевого профиля с вариациями кремнекислотности от 47 до 62 %. Содержания K_2O в них в среднем превышают 2 %, при этом сумма оксидов щелочных металлов в габброноритах около 3 %, тогда как в монцонитах и монцоидоритах она достигает 7–8 %. Концентрация двуокиси титана в породах комплекса не превышает 1 % (модальное значение около 0,5 %), CaO – от 5 до 10 %, реже более, глинозема – варьирует от 13 до 20 % (прил. 7.11).

На карте по итогам ГДП-200 [79] и составленной на ее основе Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 [15] кварцевые монцоидориты, отнесенные к конгорскому комплексу, показаны неоправданно широко, окаймляя всю полосу развития эффузивных пород малоуральской свиты. Фактически к ним отнесены мелкозернистые приконтактные разности собского комплекса с обильными порфиroidными мафическими ксенолитами, которые контактируют с основными метавулканитами, образуя «переходную» зону пропитки вулканитов гранитоидным материалом. Часто наблюдается скарнирование вмещающих горных пород.

Также к конгорскому комплексу предшественниками относились щелочные габброиды Элькошорского габбрового, Манюку-Мусюрского габбродиоритового и ряда более мелких массивов [58].

Элькошорский массив расположен в верховьях руч. Элькошор и представляет собой тело длиной около 6 км при ширине до 2,5 км, тяготеющее к контакту с эффузивами малоуральской свиты. Сложен порфиroidными габбро, в центральной части – габбродиоритами. Идиоморфные кристаллы орто- и клинопироксена размером до 4–6 мм, иногда включенные в более крупные кристаллы плагиоклаза, погружены в мелкозернистый агрегат диоритового состава.

Манюку-Мусюрский массив расположен на левобережье р. Маникую и представляет собой вытянутое на 13 км в северо-восточном направлении линзовидное интрузивное тело, максимальной шириной до 1,5 км, пересекающее в плане поле как таньюской, так и варчатинской подсвет малоуральской свиты. По данным Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева, в слоистых пачках массив окружен силловидными апофизами и имеет форму лакколита. На всем протяжении массив окружен ореолом олигоклаз-роговообманковых роговиков. Центральная часть его сложена меланократовыми габбро-диоритами, в краевых частях появляются плагиоклазовые габбродиоритовые порфириты с субофитовой основной тканью [58].

По нашим представлениям, все горные породы, выделявшиеся в конгорский комплекс, представляют собой субщелочную меланократовую оторочку Лагортинско-Кокпельского батолита на его контакте с вулканогенно-осадочными толщами Малоуральской островной дуги, и, таким образом, должны включаться в состав собского комплекса (Лагортинско-Кокпельского интрузива) в ранге фации или, возможно, фазы. Для этого имеются следующие основания:

– геологические: а) ни один исследователь не отмечал интрузивных контактов монцитонитовидов с диоритами-гранодиоритами собского комплекса; б) в полосе малоуральских вулканогенно-осадочных толщ между реками Танью и Войкар (где предполагается их тектонически ненарушенное залегание на плутонитах Лагортинско-Кокпельского массива) западная граница распространения интрузивных пород, отнесенных предшественниками к конгорскому комплексу, почти точно повторяет очертания западной границы распространения этих толщ;

– петрографические: практически все породы данного типа имеют порфировидное сложение и во многих случаях в них отмечается широкое развитие в разной мере переработанных ксенолитов вулканических пород, но отсутствуют ксенолиты диоритов, амфиболитов и других глубинных пород, в частности кэршорских габбро и райизско-войкарских гипербазитов;

– петрологические: длительный активный контакт внедряющейся андезитовой магмы в базальтоидный разрез вызывает отток калия в апикальные части интрузивного тела с образованием субщелочных разностей расплава за счет повышенного количества калия и одновременно более основных за счет ассимиляции вмещающих пород, а также плагиогранитов в удаленных от контакта областях интрузивного тела (Remizov, 1989);

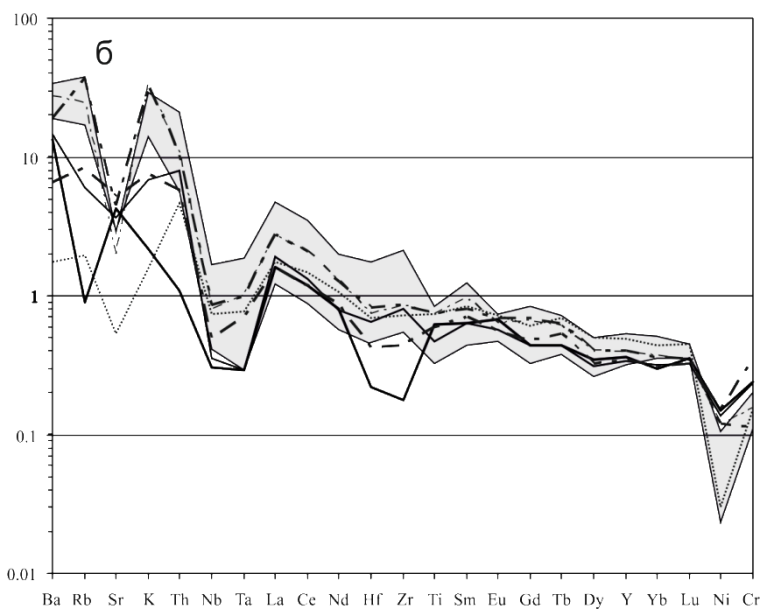
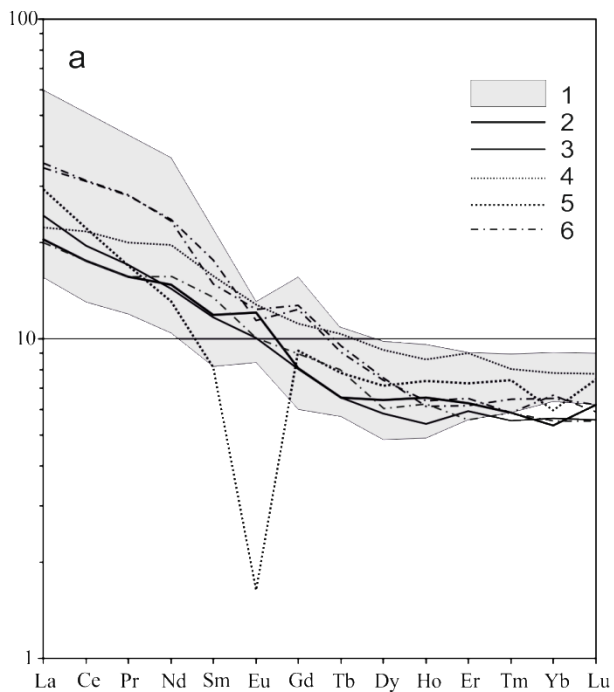
– геохимические: распределение РЗЭ и других индикаторных микроэлементов монцитонитовидов полностью соответствуют полю соответствующих параметров диоритов-гранодиоритов собского комплекса (рис. 14, прил. 7.12);

– изотопные: датирование (табл. 1, прил. 6) трех проб габброноритов, габбродиоритов, монцодиоритов из различных точек развития данного комплекса дали их возраст $400 \pm 5,0$; $401,2 \pm 5,1$ и $404 \pm 5,0$ млн лет соответственно, что отвечает эмсскому ярусу раннего девона.

Таблица 1

Абсолютный возраст горных пород Малоуральского вулcano-плутонического пояса (собского и малоуральского комплексов) по данным изотопного датирования по единичным зернам цирконов (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) [73]

№ п/п	Номер пробы	Порода	Привязка	Возраст, млн лет
1	2080/1	Гранодиорит	Устье р. Колокольня	$411,8 \pm 6,3$
2	2017	Диорит	Река Большая Лагорта	$404,0 \pm 5,9$
3	513	Гранодиорит	Река Танью	$394,7 \pm 5,8$
4	5009/2	Диорит	Река Погрымшор	$392,1 \pm 5,2$
5	5011/2	Гранодиорит	Река Погрымшор	$403,3 \pm 4,0$
6	6063/1	Габбродиорит	Река Лагортаю	$401,2 \pm 5,1$
7	8035/1	Монцодиорит	Река Нелькаеган	$404 \pm 5,0$
8	5006/1	Габбронорит	Река Погрымшор	$400 \pm 5,0$
9	1122	Андезит	3-я Рудная Горка	$393,9 \pm 5,7$
10	К-5	Андезит	Река Кевсоим	402 ± 9



**Рис. 14. Распределение РЗЭ и спайдер-диаграмма горных пород Малоуральской островной дуги: а) нормировано по хондриту (Boynnton, 1984); б) нормировано по N-MORB [105].
Условные обозначения:**

1 – поле диоритов-гранодиоритов лагортинско-кокпельского комплекса; 2 – биотитсодержащий габбронорит; 3 – кварц-биотитсодержащий габбронорит; 4 – плагиогранит; 5 – гранит; 6 – андезиты малоуральского субвулканического комплекса.

Согласно Легенде... [84], принимается представление о том, что габброиды слагают первую (базальтоидную) фазу собского комплекса, что в принципе вполне вероятно, если учесть возможность внедрения (становления магматической камеры) второй (главной) диорит-гранодиоритовой (собственно андезитовой) фазы в еще горячую и, возможно, не полностью раскристаллизованную базальтоидную матрицу. Эта позиция подкрепляется наличием обильных порфиroidных автолитов более основного и щелочного состава в диоритах–гранодиоритах массива [38].

Породы жильной серии собского комплекса образуют третью фазу и представлены плагиогранитами и гранитами. Жилы плагиогранитов и гранитов секут диориты главной интрузивной фазы комплекса. К жильной серии относятся также пегматиты, аплиты, плагиоаплиты и многочисленные жилы и прожилки кварца мощностью от нескольких миллиметров до 0,7 м и редко 10–15 м. Они иногда сопровождаются околожильными гидротермально-метасоматическими изменениями окружающих их гранитоидов – пропилитизацией (формированием штокверков мельчайших прожилков эпидота, хлорита, пренита, карбоната и кварца). С зонами пропилитизации связано развитие мелкой вкрапленности сульфидов меди и железа, по которым в зоне гипергенеза развиваются бурые, зеленые и синие натеки продуктов разложения сульфидов.

Плагиограниты – мелкозернистые массивные лейкократовые породы белого цвета, иногда с розоватым оттенком. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, нередко с элементами мирмекитовой и микропегматоидной. Главные пороодообразующие минералы – кварц и кислый плагиоклаз с подчиненным количеством роговой обманки и биотита. Акцессорный магнетит образует единичные мелкие зерна.

Плагиоклаз представлен андезин-олигоклазом, обладает отчетливым идиоморфизмом, заметно сосюритизирован. Кварц формирует округлые и ксеноморфные зерна, а также образует совместно с плагиоклазом мирмекитовые срастания. Роговая обманка образует идиоморфные удлиненные порфиroidные зерна (до 1–3 см). Иногда в ядрах зерен устанавливается клинопироксен. Краевые части зерен замещаются биотитом, по которому развивается вторичный агрегат хлорита, эпидота, серицита и карбоната. Основная масса представлена агрегатом зерен плагиоклаза, амфибола и кварца. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, участками микропегматоидная.

Распределение РЗЭ в разновидностях диоритоидов весьма однородно и свидетельствует о полной идентичности геохимических характеристик этих горных пород (рис. 14, прил. 7.12). В целом все имеющиеся данные свидетельствуют о формировании комплекса в обстановке островной дуги.

Образцы гранитов Малоуральской островной дуги отчетливо различаются по соотношению легких и тяжелых РЗЭ и характеру аномалии Eu (рис. 14, а). Для плагиогранитов характерно точное соответствие характеристикам пород главной фации комплекса и отсутствие аномалии Eu. Калиево-натриевые граниты комплекса обладают ярко выраженной отрицательной аномалией Eu (рис. 14, а). Они слагают мелкие секущие жилы в интрузивных диоритоидах и вулканитах верхней (субинтрузивно-вулканической) части островной дуги и однозначно интерпретируются в качестве дифференциатов более основного

андезитоидного расплава. Необходимо, однако, отметить, что жильные граниты могут относиться и к жильной фазе янаслорского комплекса, от пород которых отличаются только геохимическими параметрами (рис. 14).

В корреляционных схемах [19] гранитоиды, объединенные в собский интрузивный комплекс, рассматривались как средне-позднедевонские. При проведении ГГС-50 и ГДП-50 время становления гранитоидов собского комплекса отнесено к позднему силуру–раннему девону [84]. При этом часть тел габброидов, залегающих в поле тоналитов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, предложено было рассматривать как ксенолиты пород кэршорского комплекса. Лагортинско-Кокпельский массив рассматривается нами в качестве промежуточной магматической камеры островодужной андезитоидной вулканоплутонической ассоциации Малоуральского района.

Возраст гранодиоритов Rb/Sr методом по валовой пробе – 400 ± 10 млн лет [97]. U/Pb методом по единичным цирконам (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) они датировались возрастом 398 млн лет [50]. Наши последние работы уточнили возрастной диапазон формирования собского комплекса: $411,8 \pm 6,3$ – $392,1 \pm 5,2$ млн лет (табл. 1, прил. 6), что соответствует раннему девону–низам среднего девона.

Янаслорский комплекс гранитовый ($\gamma\delta, \gamma D_{3ja}$) был выделен Ю. Е. Молдавanceвым [27], изучался В. Ф. Морковкиной, С. Ф. Соболевым, Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [58], Д. Н. Ремизовым [38], О. В. Удоратиной [79] и др.

На листе Q-41-XVII комплекс представлен несколькими слабодифференцированными телами гранитоидов в среднем течении р. Бурхойла (крупноглыбовые развалы) и по правобережью р. Лагорта – также в развалах. Гранодиориты и граниты комплекса на образуют в основном тела небольшой площадью (200×300 ; 300×500 м и до 2 км) преимущественно линзовидной формы. Наиболее крупным объектом является Правобережный массив гранитгранодиоритового состава, расположенный на правобережье р. Лагорта. Массив имеет длину 8,5 км, при ширине до 1,5 км. Центральная часть этого массива сложена нормальными биотитовыми или роговообманковыми, частично биотитизированными гранитами, образующими матрацевидную отдельность, с постепенными переходами в гранодиориты. При этом наблюдается постепенное увеличение доли фемических минералов, как правило, уменьшается степень биотитизации роговой обманки, содержание кварца и микроклина. К вмещающим кварцевым диоритам, тоналитам и плагиогранитам собского комплекса калиевые гранитоиды янаслорского комплекса также имеют постепенные переходы, что выражается в появлении калиевого шпата в плагиогранитах, тоналитах и кварцевых диоритах (ореолы микроклинизации). При этом в структурно-текстурном плане гранитоиды обоих комплексов не отличаются друг от друга [82].

Гранитоиды янаслорского комплекса в полном объеме представляют собой ассоциацию горных пород от гранодиоритов до аляскитов, связанных постепенными переходами, компонуемыми в две интрузивные фазы: 1-я фаза – биотитовые гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты и аляскиты; 2-я фаза (жильная серия) – аплиты, пегматиты. С породами комплекса парагенетически в петротипическом Янаслорском массиве (лист Q-41-XVI) связаны грейзены, альбититы и пропициты. На листе Q-41-XVII жильная серия

комплекса отличается от жильных гранитов собского комплекса только геохимическими параметрами (рис. 15). Отсутствуют и явления грейзенизации, пропилитизации и т. п. Однако, учитывая плохую обнаженность района, нельзя считать, что комплекс не проявлен здесь в полном объеме, вероятнее, что все его образования либо залегают под моренными и озерно-болотными отложениями, либо не вскрыты эрозией в осевой части Лагортинско-Кокпельского интрузивного массива.

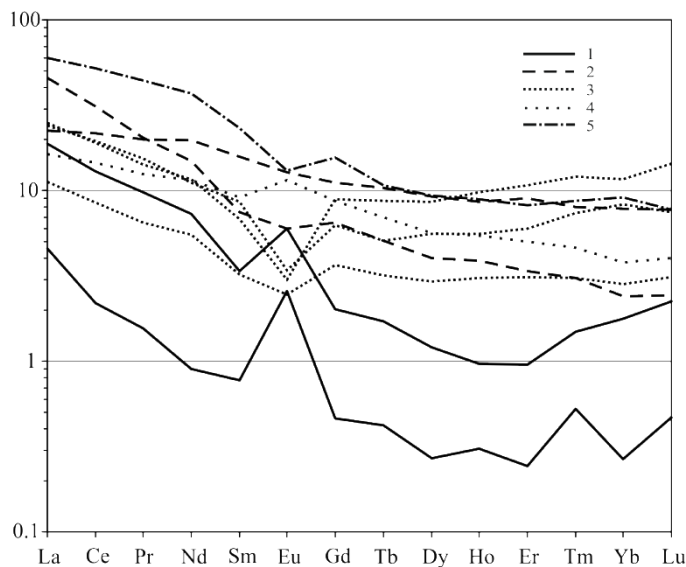


Рис. 15. Распределение РЗЭ в гранитоидах Малоуральской островной дуги (нормировано по хондриту; Boynton, 1984).

1 – плагиограниты собского комплекса, 2 – плагиограниты лагортинско-кокпельского комплекса, 3 – аляскитовые граниты янаслорского комплекса, 4 – гранодиорит янаслорского комплекса, 5 – гранодиорит лагортинско-кокпельского комплекса.

Биотитовые граниты и гранодиориты – массивные, средне-крупнозернистые однородные породы, связанные между собой постепенными переходами.

Гранодиориты – светло-серые породы равномернозернистой, средне-крупнозернистой гипидиоморфной структуры и массивной, нередко порфировидной за счет крупных выделений цветных минералов и кварца, или такситовой, обусловленной наличием неравномерных скоплений биотита и амфибола, текстуры. Состоят они (%) из плагиоклаза (An – 30–50), кварца (25–30) и калишпата (10–20). Фемические минералы представлены биотитом и амфиболом (обыкновенной роговой обманкой), содержание их в породе достигает 10–20 %. Акцессорные минералы гранодиоритов – апатит и циркон. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, эпидот, клиноцоизит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, гранатом и цирконом.

Кварц образует ксеноморфные зерна (0,1–1 до 5 мм), характеризующиеся волнистым погасанием. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, образующим гипидиоморфные и ксеноморфные зерна пертитового строения, и микропегматитовые сростания с плагиоклазом и кварцем. Изредка на контакте ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза наблюдается реакционная пертит-антипертитовая кайма. Плагиоклаз (An_{25-30}) представлен зональными идиоморфными таблитчатыми кристаллами (1–2 до 4 мм). По плагиоклазу развиваются серицит и эпидот. Биотит образует мелкие (0,1–0,5 до 1–2 мм) удлиненные чешуйки неправильной формы, плеохроирующие от зеленовато-коричневого до темно-коричневого цвета, неравномерно распределенные в породе или образующие совместно с амфиболом и магнетитом такситовые скопления. Роговая обманка слагает редкие мелкие (от 0,5 до 2 мм) удлиненные таблитчатые кристаллы зеленого цвета с микровключениями магнетита. Рудные минералы представлены магнетитом, в основном участвующим совместно с биотитом и роговой обманкой в строении шпировидных обособлений. Кроме того, он присутствует в виде микровключений в биотите и роговой обманке.

Биотитовые граниты от светло-серого до розово-белого цвета состоят (%) из калиевого полевого шпата (микроклин, микроклин-пертит, 40–50), кварца (25–30 до 40) и кислого плагиоклаза (10–20). Цветные минералы представлены биотитом и, как исключение, обыкновенной роговой обманкой, суммарное содержание которых в породе от 2 до 5 %. Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, гранат, магнетит; вторичные минералы – хлорит, эпидот, клиноцоизит.

Структура пород мелко-, средне-, крупно- и гигантозернистая, равномернoзернистая. Текстура массивная. Под микроскопом устанавливается гранитовая, а на отдельных участках пегматитовая структура.

Плагиоклаз (An_{15-20} иногда до An_{25-30} в центральных частях зональных кристаллов) образует удлиненные призматические и таблитчатые (от 1 до 3–4 мм), реже – гипидиоморфные (до 6 мм) кристаллы. Микроклин слагает гипидиоморфные либо неправильные кристаллы (от 1 до 5 мм). Для него характерны пертитовые структуры (пертиты прожилковые и сетчатые). На контактах с плагиоклазом микроклин образует мирмекитовые сростания, а в пегматоидных разностях – крупные (6–8 мм до 1,5 см) гипидиоморфные зерна. Кварц представлен ксеноморфными зернами (от 2–2,5 до 6 мм) с волнистым погасанием, а также червеобразными, изометричными с неправильными очертаниями зернами (до 1,5–2 мм), которые совместно с калишпатом формируют участки микропегматитовой структуры. В порфириовидных разностях кварц образует включения в крупных порфириовых выделениях калишпата и плагиоклаза. Биотит слагает мелкие чешуйчатые и игольчатые зеленовато-коричневые кристаллы (0,5–2 мм), плеохроирующие от светло-зеленого до коричневого цвета, по которым развиваются хлорит и эпидот. Единичные зерна имеют более крупный размер (от 0,5–1,5 до 3 мм) и представлены удлиненными чешуйчатыми кристаллами, для которых характерны неправильные очертания и наличие многочисленных микровключений акцессорных минералов. Роговая обманка образует призматические удлиненные зерна

(0,5–1 до 4,5 мм) зеленого цвета с плеохроизмом от светло- до темно-зеленого цвета.

Аплиты второй фазы слагают жилеобразные тела, мощность которых обычно не превышает первых сантиметров–первых десятков сантиметров. Аплиты – мелко-тонкозернистые породы, имеющие в основном розовато-белую окраску, обусловленную особенностями минерального состава – большим количеством калишпата и кварца. Структура пород мелко равнозернистая аплитовая, текстура массивная. В сложении породы участвует калиевый полевой шпат (50 %), кварц (30 %), плагиоклаз (20 %), мусковит (3–5 %). Вторичные минералы – хлорит, эпидот.

Петрохимический состав гранитоидов янаслорского комплекса вполне типичен для нормальных и лейкократовых гранитоидов. На диаграмме AFM они попадают в поле составов известково-щелочных пород с некоторым отклонением в сторону щелочного тренда дифференциации. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ фигуративные точки составов гранитов и гранодиоритов комплекса ложатся в поле пород нормальной, а аляскитов – в поле пород повышенной щелочности. Для гранитов характерны повышенные концентрации K_2O (5–6 %) при нормальном содержании Na_2O (2–3,5 %), вариации содержания кремнезема от 72 до 77 %, Al_2O_3 – 12–14 %, CaO – 1–2 %.

Ранее [38] анализ ограниченных геохимических данных выявил, что по графикам РЗЭ гранодиориты и граниты образуют особую группу, в которой они генетически связаны. Положительная аномалия Eu, фиксирующая фракционирование плагиоклаза в гранодиоритах соответствует отрицательной в гранитах, да и в целом графики РЗЭ гранодиоритов и гранитов Янаслора образуют как бы зеркальную пару, что считается одним из признаков комагматичности пород в серии кристаллизационных дифференциатов. Дополнительные исследования показали, что данные гранитоиды однозначно относятся к надсубдукционным (островодужным или андийским) и попадают в поле собского комплекса (рис. 14).

По данным породной термобарометрии граниты формировались при $P_{\text{общ}} = 5$ кбар и $T = 945$ °С, а аляскиты – при $P_{\text{общ}} = 3,9$ кбар и $T = 890$ °С. Давление воды для этих пород составило соответственно менее 0,5 и менее 1,0 кбар.

Гранитоиды янаслорского комплекса формировались в сухих условиях, что может свидетельствовать об их базальтоидном происхождении [38]. Таким образом, вполне вероятно, что гранитоиды янаслорского комплекса являются заключительной фазой существования собского островодужного магматического очага (остаточным расплавом) на глубинах порядка 15–20 км и кристаллизовались уже в условиях коллизионного или предколлизионного подъема.

Возраст гранитов Янаслорского массива установлен В. Л. Андреичевым на основании изохронного Rb-Sr датирования – 383 млн лет [1]. По единичным цирконам, предоставленным О. В. Удоратиной (ИГ КНЦ), U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) для янаслорского комплекса получен очень близкий возраст 383 ± 8 млн лет [50]. Проведенное нами датирование по единичным зернам цирконов U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) из гранитов янаслорского комплекса на листе Q-41-XVI [39] дало конкордантные

датировки $386,5 \pm 6,0$ и $382,9 \pm 8,3$ млн лет. Таким образом, возраст комплекса уверенно датируется поздним девоном (фран), а началось его формирование предположительно в конце живета.

Макаррузский комплекс плагиомигматитовый (pyD_3mr). Плагиомигматиты в данном районе слагают сравнительно небольшие поля вдоль западного контакта Лагортинско-Кокпельского гранитоидного массива с габброидной полосой кэршорского комплекса. Наиболее широко на территории листа Q-41-XVII апогаббровые амфиболиты и сопровождающие их плагиомигматиты развиты в «восточной» полосе габброидов – от междуречья Малая Хараматалоу–Юртым–Юган на северо-востоке, юго-восточнее оз. Хойла-Ты и до бассейна руч. Лень-Ю-Вож на юго-западе.

Формирование комплекса происходило в результате амфиболитового метаморфизма и частичного плавления базитов кэршорского комплекса, а также, вероятно, лагортаюского дайкового комплекса. Ранее плагиограниты комплекса либо объединялись с собскими гранитоидами [26, 38], либо выделялись в самостоятельный плагиомигматитовый комплекс [59].

Амфиболиты с полным метаморфическим перерождением исходных базитов пропитаны некартируемыми в данном масштабе мелкими линзами и жилами плагиогранитов. На карте они условно показаны сериями даек. Плагиомигматиты формируют зоны различной интенсивности проявления, от отдельных жил и обособлений неправильной формы в амфиболитах, через собственно мигматиты до тeneвых мигматитов и плагиогранитоидов с отдельными более меланократовыми шширами, вплоть до полностью однородных крупнозернистых плагиогранитов.

Наиболее широко плагиомигматиты развиты и изучены на площади листа Q-41-XVIII, в бассейне рек Хараматалоу и Макаррузь в непосредственной близости от северо-восточного угла трапеции Q-41-XVII, где расположена область петротипического развития комплекса. Породы комплекса детально изучались С. Ф. Соболевым, Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым [59]. На описываемом листе представительный разрез комплекса находится в верховьях р. Малая Хараматалоу. По данным [59], он представляется в следующем виде: «В верхней части разреза среди моренных развалов расположены изолированные выходы массивных габброамфиболитов, близких к палеосоме плагиомигматитов р. Макаррузь, но с большим количеством метасоматических кварца и биотита. Через 200–300 м они сменяются гнейсовидными полосчатыми тектонитами, состав которых в целом соответствует меланократовым кварцевым диоритам. В обнажениях видны многочисленные тектонические срывы, а тeneвая полосчатость и линейность обрисовывает наклонные на северо-запад мелкие складки, в замках которых породы перекристаллизованы с образованием плагиоклаз-роговообманкового пегматоида. На следующих 500 м разреза обнажены очковые биотит-роговообманковые плагиогнейсы того же состава с прослоями гранатсодержащих амфиболовых гнейсов. Они также смяты в пологие флексуорообразные складки с осями, запрокинутыми в сторону гипербазитового массива. Видны многочисленные вертикальные и пластично изогнутые тела мелкозернистых амфиболитов. Амфиболиты рассланцованы, в них видна тонкая сегрегационная полосчатость, но контакты с гнейсами резкие, иногда косо секущие гнейсовидность. После перерыва в

300 м снова обнажаются пятнистые тневые мигматиты, аналогичные началу разреза и содержащие редкие скиалиты габброамфиболитов».

Общей петрографической особенностью плагиомигматитов является примитивный минеральный состав: плагиоклаз (An_{35-60}) – в виде крупных незональных кристаллов и в составе мелкозернистой кварц-плагиоклазовой массы, голубоватый опалесцирующий высокотемпературный кварц – в форме крупных чечевицевидных выделений, \pm гиперстен \pm роговая обманка. Зональный плагиоклаз (An_{45-65}) наблюдается только в наименее окварцованных габброноритах. Акцессорные минералы: магнетит, апатит и гранат, причем лейкократовые плагиогранитоиды содержат минимальные количества магнетита.

В этих породах обнаружен сфен. В мигматитах часто присутствует биотит, а в крайней восточной части области распространения мигматитов – нерешетчатый микроклин с редкими пертитами. Там же спорадически встречаются сульфиды – пирит, пирротин, халькопирит, галенит и молибденит, а состав акцессорных минералов становится более разнообразным – появляются циркон, ортит, турмалин, флюорит, корунд.

Плагиогранитоиды развиваются в амфиболитовом субстрате, включающем в себя фрагменты аподайковых микроамфиболитов лагортаюского(?) комплекса. Здесь нередки бескорневые тела плагиогранитоидов, наблюдаются секущие контакты плагиогранитов с вмещающими амфиболитами. Изучая составы амфиболов и плагиоклазов из меланосомы и лейкосомы мигматитов, Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [59] пришли к выводу о двойственной природе лейкосомы – метасоматически-анатектической и инъекционной. В тоже время, для инъекционных плагиогранитоидов также признается анатектическое происхождение.

Геохимия плагиогранитов макарузского комплекса, несмотря на видимую минеральную и химическую (прил. 7.12) однородность с плагиогранитами собского комплекса, резко отличается по соответствующим параметрам от прочих гранитоидов района, что не позволяет объединить их в один генетический ряд, как это предполагалось ранее [26, 38]. Наиболее характерными их чертами являются крайняя дифференцированность тяжелых и легких редкоземельных элементов и резкая положительная аномалия Eu (рис. 15, прил. 7.12). Эти особенности, с одной стороны, могут наследоваться от субстрата (Eu аномалия, наследуемая от лейкократовых габбро и плагиоклазитов кэршорского комплекса, рис. 6), а с другой – быть результатом частичного плавления амфиболитов, обусловившего резкую дифференциацию РЗЭ.

Проведенное нами датирование по единичным зернам цирконов U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) из плагиогранитов макарузского комплекса по образцу 5018/1 из петротипического района (бассейн р. Макарузь, руч. Покойникшор) дало конкордантную датировку 383 ± 5 млн лет. Из плагиогранитов разреза р. Малая Хараматолоу по единичным зернам цирконов U-Pb методом (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) получен возраст $396,2 \pm 3,6$ млн лет (прил. 6).

Возраст комплекса (формирование плагиомигматитов) принят нами, по данным петротипического района, поздним девоном (фран). Однако необходимо отметить тенденцию омоложения абсолютных возрастов с юга на север

изученной территории, что может свидетельствовать о постепенной миграции магматического очага в этом направлении и об образовании плагиомигматитов в течение всего времени его существования.

ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Мусюрский комплекс габбродолеритовый (βD_3-C_{1m}). Комплекс выделен Ю. Е. Молдаванцевым, который объединил под этим названием дайковые тела долеритов и габбродолеритов, рвущие осадочно-вулканогенные отложения с органическими остатками эйфеля в верхней части и плутонические образования Малого Урала. Аналогичные дайки рассекают, кроме того, гипербазиты Войкаро-Сынинского массива и габброиды кэршорского комплекса. Породы мусюрского комплекса слагают отчетливо секущие дайки преимущественно «диагонального» (северо-западного, запад-северо-западного и северо-восточного) направления, которые, благодаря хорошей устойчивости к выветриванию, прослеживаются в виде гряд среди вмещающих пород. Мощность даек составляет 2–5 м, иногда 15–20 м, а пластовых залежей 50–100 м; протяженность значительная – до 2,5–3,0 км и до 14 км. Характер контактов долеритов с вмещающими породами активный. Мощность зоны контактового воздействия у крупных тел не превышает 2–3 м. Вмещающие породы в зоне контакта уплотняются, становятся массивными и обогащаются эпидотом, хлоритом, пиритом, халькопиритом.

Долериты и габбродолериты представляют собой мелкозернистые (в дайках), среднезернистые или крупнозернистые (в пластовых телах) массивные зеленовато-серые и темно-зеленые породы. Структура офитовая, габбро-офитовая, нередко бластомилонитовая. Для мелких даек обычна диабазовая структура, переходящая в бластодиабазовую. Состав долеритов (%): альбитизированный, иногда сосюритизированный плагиоклаз – 40–70, уралитизированный моноклинный пироксен – 10–40, уралит – 8–12, ильменит – до 10, апатит, рутил, пирит, халькопирит, сфен, лейкоксен. Уровень метаморфизма – пренит-пумпеллеитовая фация. По химическому составу долериты близки к средним типам пород группы долерита. Для них характерно высокое содержание железа (до 10 %), резкое преобладание натрия над калием, а также пониженное содержание кальция [79].

Возраст комплекса, согласно Легенде... [84], условно принят позднедевонско-раннекаменноугольным.

МЕТАМОРФИЗМ

Все горные породы описываемой территории подвержены метаморфическим изменениям как минимум пренит-пумпеллеитовой субфации зеленосланцевой фации. На карте показаны преобразования амфиболитовой фации. Они описаны в разделах, посвященных райизско-войкарскому, кэршорскому и собскому комплексам.

Региональный метаморфизм проявлен внутри райизско-войкарского комплекса, где при его воздействии сформированы специфические оливин-

антигоритовые породы – так называемые «войкариты». Мы связываем проявление этого метаморфизма с воздействием на ранее метаморфизованные в зеленосланцевой фации ультрамафиты бонинитовых (или пикритовых) расплавов, возникших при заложении зоны субдукции (см. выше). Таким образом, его возраст может быть либо позднепротерозойским, либо ранне-среднеордовикским, либо позднесилурийско(?)–раннедевонским. Нужно отметить, что предшествующими исследователями этот тип метаморфизма считался продуктом глубинного дислокационного метаморфизма ультрабазитов, а его проявление связывалось с процессами обдукции офиолитов в ходе позднепалеозойской коллизии.

Вдоль западного контакта ультрамафитов в них развиты специфические метасоматиты: *альбититы* и *жадеититы*. Они локализованы в зоне тектонизированных серпентинитов кровли ГУН. *Родингиты* развиты в нижнем течении р. Левая Пайера, где этот процесс развивается по дайкам габбро и диабазов, прорывающих дунит-верлит-клинопироксенитовую зону в габброидах Кэршорского комплекса. Дуниты и верлиты превращены в серпентиниты, а дайки габбро и диабазов часто в значительной мере родингитизированы. Оба типа метасоматитов связаны с крупными тектоническими нарушениями. Подробнее описаны в гл. «Полезные ископаемые».

Метаморфизм амфиболитовой фации, преимущественно, по породам кэршорского комплекса, включая дайки лагортаюского комплекса, является результатом глубинных тектонических процессов субдукции – начала коллизии с восточным микроконтинентом(?) в позднем девоне. В ходе этого процесса сформированы разнообразные амфиболиты, вплоть до гигантозернистых роговообманковых пегматоидов (последние, однако, могут быть и конечными водными дифференциатами кэршорских расплавов) и, далее, приметаморфической дифференциации и частичном плавлении этих амфиболитов – *макаррузский* плагиомигматитовый комплекс.

Продукты контактового метаморфизма представлены довольно широко в виде зон ороговикования, скарнирования, березитизации, окварцевания, альбитизации и другими локальными проявлениями. В районе Третьей Рудной Горки развиты пироксеновые, эпидот-гранатовые и эпидот-пироксен-магнетитовые скарны, связанные апикальными фациями кварцевых диритов собского комплекса.

ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-41-XVII относится к двум крупным тектоническим структурам – Уральской складчатой системе и Западно-Сибирской плите, граница между которыми на современном эрозионном срезе условно проводится по границе платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. В «тектоническом разрезе» территории выделяются два структурных этажа: каледоногерцинский и мезозойско-кайнозойский, их границей является региональное угловое несогласие.

Каледоно-герцинский структурный этаж на территории листа представлен северной частью ордовикско-раннесилурийского Войкарского офиолитового пояса (дунит-гарцбургитовая, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формации и габбродолеритовая формация параллельных даек), формациями энсиматической Малоуральской островной дуги раннего силура-девона (базальт-андезитовая и плагиогранит-диоритовая формации) и формациями предположительно коллизионной обстановки позднего девона (гранитовой, конгломератовой).

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж сложен полого падающими к востоку триасовыми, юрскими и меловыми образованиями чехла Западно-Сибирской плиты. При этом триасовые образования выполняют грабенообразные впадины рифтогенного облика, выполненные аргиллитопесчаниковой угленосной формацией, а собственно чехол образуют формации юрского и мелового возраста (песчано-алевритоглинистая, глинисто-алевритовая, глинисто-песчаниковая, глинистая).

Уральская складчатая система занимает северо-западную часть территории листа, которая относится к Тагило-Магнитогорскому мегасинклинию, в составе которого выделяется Войкарский синклиний [24, 15]. Также нередко Войкарский синклиний рассматривается в качестве одноименного аллохтона [40]. Как нам представляется, эти точки зрения не противоречат друг другу, так как в структуре по геологическим данным уверенно выделяется отрицательная структура – Войкарский синклиний, который существенно тектонизирован, разбит надвигами на отдельные пластины и находится в той или иной степени в аллохтонном положении. На территории листа представлено только северо-западное крыло Войкарского синклиния.

В геологической структуре Войкарского аллохтона, на территории листа выделены три сложно построенных тектонических блока (структуры 2-го порядка), которые представляют собой тектонические пластины, круто

падающие на юго-восток. Нижняя, самая западная Пайерская пластина сложена ультрабазитами, габбро и долеритами (райизско-войкарский, кэршорский, лагортауский комплексы). Средняя – Лагортинская–Лагортинско-Кокпельским батолитом и вулканогенными образованиями островодужного комплекса (малоуральская свита). Верхняя – Ленъюская образует самостоятельную структурную единицу, сложенную габбро и амфиболитами (кэршорский комплекс), кварцевыми диоритами (собский комплекс) и осадочно-вулканогенными образованиями (малоуральская свита). Пластины имеют юго-западное–северо-восточное простирание и круто падают на юго-восток под углами 50–70°.

Пайерская пластина имеет сложную внутреннюю структуру, которая подчеркивается полосчатостью пород, их минеральной линейностью и плоскостными ориентировками минеральных агрегатов, а также наличием зон пластического течения и метаморфических преобразований пород. Соотношения этих структурно-текстурных элементов позволяют реконструировать внутреннее строение пластины и этапность ее структурной эволюции.

Среди гарцбургитов райизско-войкарского комплекса местами сохранились реликтовые тела слабоистощенных лерцолитов. Структурно этот ранний этап выразился в образовании метаморфогенной полосчатости в формирующихся гарцбургитах, тогда как в реликтовых лерцолитовых телах полосчатость проявлена гораздо слабее. Следующий этап эволюции офиолитов связан с высокотемпературными пластическими деформациями пород и выразился в новообразовании диопсида и хромшпинелидов с формированием либо разобщенных лентиколярных шпиров, либо четкой полосчатости, вплоть до образования моно- или биминеральных прослоев. На последующих этапах структурной эволюции офиолитов развились складчатые деформации гарцбургитов и сколовые трещины, выполненные жилами дунитов и пироксенитов. Ориентировки директивных текстур гарцбургитов и пород полосчатого комплекса отчетливо несогласны. Это указывает на формирование последних при сжатии, ориентированном субперпендикулярно к простиранию гарцбургитового тела [41].

Последующие структурные преобразования офиолитов связаны с синметаморфическими дислокациями. Так, сформировались зоны пластического течения, маркируемые гранатовыми и цоизитовыми габброамфиболитами. По ультрабазитам развиты [58] амфибол-, тальк-, антигорит-оливиновые породы. Эти образования сформировались в зонах пластического течения, которые маркируют собой зоны коровых покровно-надвиговых движений. Вероятно, на тех же глубинах и в том же тектоническом режиме сформировалась относительно поздняя часть низкотемпературных амфиболитов по габброидам кэршорского комплекса. Мозаично размещенные актинолит-анортитовые породы по габброноритам и габбро, формировавшиеся в верхних горизонтах океанической коры без возникновения структур течения и рассланцевания, указывают на то, что зеленосланцевый метаморфизм проявился в тектонически спокойной обстановке. Массовая серпентинизация ультрабазитов выразилась в формировании структуры изотропной петельчатой сетки прожилков хризотила, равномерно пронизывающей оливиновую массу. Это указывает на полное отсутствие стресса при ее формировании.

Вдоль восточного ограничения Пайерской пластины по габбро и габбро-долеритам верхней части разреза кэршорского комплекса сформировались плагиоклаз-роговообманковые амфиболиты, зоны цоизит-актинолитовых и зеленых хлорит-актинолит-альбитовых сланцев, а по секущим диагональным зонам в ультрабазитах – зоны рассланцованных серпентинитов с магнетитом, иногда с сульфидами. Эти дислокационные структуры связаны с проявлением наиболее поздних крупноамплитудных сдвиговых перемещений по границам отдельных блоков [79]. По геофизическим данным, пластина отчетливо погружается на восток.

Лагортинская пластина надвинута на Пайерскую пластину с востока. В ее подошве расположена зона тонкополосчатых бластомилонитов плагиоклаз-(андезин-лабрадор)-роговообманкового состава с мигматитами, жилами плагиогранитов и тектоническими блоками пород Пайерской пластины. На ряде участков массивные диориты внедрены непосредственно в габбро и долериты с ороговикованием пород на контактах и образованием жильных апофиз. Здесь же в диоритах присутствуют остроугольные ксенолиты долеритов, габбро и пироксениты. Однако чаще диориты имеют полосчатые гнейсовидные текстуры и содержат линзовидные ксенолиты андезин-роговообманкового состава. Полосчатость в них наклонена на восток под углами 40–60° и образует складки течения, опрокинутые к северо-западу [41], что подчеркивает взбросо-надвиговую кинематику смещений.

Леньюская пластина выделена нами впервые. Она расположена к востоку от Лагортинской пластины и сложена образованиями кэршорского комплекса, прорванными и инъецированными кварцевыми диоритами собского комплекса и осадочно-вулканогенными образованиями малоуральской свиты, образующими в составе пластины самостоятельную чешую. С запада она ограничена Оникшорским разломом. Простираение в целом согласное с простираением основных структурных элементов Лагортинской пластины.

Западно-Сибирская плита

Фундамент Западно-Сибирской плиты на территории листа сложен образованиями ядра Войкарского синклинория и, по всей видимости, представлен островодужными и коллизионными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами раннего–позднего девона прорванными интрузиями гранитоидов.

Чехол Западно-Сибирской плиты сложен терригенными отложениями юрского и мелового возраста. Образование триасового переходного комплекса (аргиллито-песчаниковая угленосная формация) связано со сводообразным воздыманием и растяжением фундамента, следствием чего явилось формирование внутриконтинентальной рифтовой зоны с системой грабенообразных впадин. Нижне- и среднеюрские отложения представлены континентальными песчано-глинистыми породами. Верхнеюрские и нижнемеловые породы сложены аргиллитами и песчаниками (песчано-алевритоглинистая формация), остальная часть разреза раннемелового возраста сложена лагунными и морскими глинисто-песчаными породами (глинисто-алевритовая формация). Отложения верхнего мела (кроме леплинской свиты) представлены морскими, в

меньшей степени континентальными глинистыми и песчаниковыми породами (глинисто-песчаниковая формация). Леплинская свита образует самостоятельный подъярус со специфическим набором отложений и представлена континентальными диатомитами, опоками и песчаниками (глинистая формация). В составе чехла, на основе приведенных вещественных описаний, можно выделить пять структурных подъярусов.

Первый подъярус включает в себя отложения ятринской свиты позднего триаса (вскрыты скважинами), которые выполняют грабенообразные впадины. Ко второму подъярусу в пределах листа могут быть отнесены отложения от яныманьинской свиты до северососьвинской свиты вверху включительно. Принадлежащие к нему образования распространены вдоль Уральской складчатой системы. Третий подъярус объединяет отложения от хантымансийской свиты (залегающей с размывом на нижележащих отложениях) до уватской свиты включительно. Четвертый подъярус объединяет отложения от кузнецовской свиты, залегающей с размывом на нижележащих отложениях, до березовской свиты включительно. Пятый подъярус включает в себя специфические отложения леплинской свиты, залегающие с размывом на всех нижележащих отложениях, что может свидетельствовать о начале сводового поднятия Урала в это время.

По особенностям строения чехла, в Западно-Сибирской плите выделяется Шурышкарская мегавпадина, вытянутая в целом в северо-северо-восточном направлении. В ее составе выделяются более мелкие структуры: Северо-Приполярная моноклираль и Шурышкарская малая впадина.

Разрывные нарушения на территории листа – каледоно-герцинские. Наиболее крупным из них в северо-западной части территории листа является Хулгинско-Пятиречинский разлом.

Хулгинско-Пятиречинский разлом представляет собой малоамплитудный взбросо-надвиг, по которому Лагортинская пластина надвинута на Пайерскую. Срыв образовывался в подошве лагортинско-кокпельского комплекса, по принципам механической стратиграфии (между массивными габброидами и хрупкими диоритами). Оникшорский и Леньюский разломы по своей кинематике аналогичны Хулгинско-Пятиречинскому разлому и трактуются нами как взбросо-надвиги, падающие под углом 50–70° на юго-восток.

Необходимо добавить, что для Войкарского синклинория весьма характерна система сдвигов северо-западной и субмеридиональной ориентировки, преобладают левосторонние смещения с амплитудой до 2 км. Разломы эти весьма многочисленны, хорошо дешифрируются на АФС, но на карте из них показаны только наиболее значимые, вследствие незначительных амплитуд перемещения по большинству из них.

Отчетливо проявленных высокоамплитудных разрывных нарушений мезозойско-кайнозойского возраста на территории листа не установлено. Хотя их наличие можно предполагать по залеганию триаса в грабенах и относительно прямолинейному контакту чехла Западно-Сибирской плиты и зоны предгорий Малого Урала.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Наиболее древними образованиями на территории листа являются ультрамафиты Войкаро-Сынинского массива, представляющие собой фрагмент верхней мантии в составе офиолитов. Как показано в гл. «Интрузивный магматизм», вопросы датировки ультрамафитов сложны и неоднозначны. В современной геодинамике офиолиты считаются важнейшими реперами крупнейших процессов геологического развития земной коры, а именно – существования океанических бассейнов разного рода [31], а также их закрытия [57]. Однако и история преобразования этих комплексов еще в мантийных условиях должна отражаться в земной коре и на ее поверхности.

Последние датировки гипербазитовых комплексов Полярного Урала близки к 600 млн лет [3]. Первая из них получена по цирконам из хромитовых руд массива Рай-Из (лист Q-41-XII), а вторая – Sm-Nd методом по полосчатым разностям ультрамафитов на р. Правая Пайера. Образование хромитов современные исследователи связывают с просачиванием бонинитовых или пикритовых расплавов сквозь надсубдукционный мантийный клин (см. гл. «Интрузивный магматизм»), а формирование бонинитов в современных островных дугах происходило только на начальных стадиях заложения энсиматических дуг. Таким образом, если это положение верно, то на период с позднего венда мы имеем энсиматическую (внутриокеаническую) островную дугу, из чего со всей очевидностью следует наличие широкого океанического бассейна в той области, где эта дуга закладывалась. Можно предположить, что зона субдукции имела в этот период северо-западное падение (здесь и далее – в современных координатах) поскольку к северо-западному контакту Войкаро-Сынинского массива (листы Q-41-XXI и XVI) «припаян» дзеляюский гипербазит-метагабброноритовый (метаофиолитовый) комплекс с датировкой 578 ± 11 млн лет и надсубдукционными геохимическими параметрами [65, 38]. На наличие здесь окраинного моря в конце венда указывают бимодальные базальт-риолитовые вулканы в составе пальникшорской свиты (лист Q-41-XVI) и в западном обрамлении Дзеляюсского массива [39, 109]. Таким образом, на наш взгляд, наиболее обоснованной является позиция о сквозном развитии Палеоуральского океана как минимум с рифея, когда западная окраина палеоконтинента Балтия (Восточно-Европейского континента) представляла собой активную окраину, преобразовавшуюся в конце венда в пассивную окраину задугового бассейна [44, 45, 38].

Следующий этап преобразования ультрамафитов относится к внедрению пикритовых или бонинитовых(?) расплавов на рубеже 450 млн лет (поздний

ордовик), рести́ты которых сформировали «полосчатый комплекс» и габброиды кэршорского комплекса в восточном обрамлении ультрамафитов (см. гл. «Интрузивный магматизм»). Учитывая их крайнюю истощенность и надсубдукционные характеристики, можно предположить, что этот эпизод фиксирует раскрытие позднеордовикского окраинного моря либо при расщеплении островной дуги, либо при переориентации падения зоны субдукции, либо заложение новой дуги. Заметим, что даже наименьшие скорости спрединга (1 см/год) за 150 млн лет дадут океаническое пространство шириной 2500 км. Учитывая последнее обстоятельство, а также отсутствие пород древнее среднего–позднего ордовика восточнее гипербазитовых массивов [15] можно предположить, что это событие произошло по последнему сценарию.

Рассмотренные варианты основаны на констатации реститовой природы кэршорского комплекса. Однако есть вариант, связывающий образование кэршорского комплекса с заклиниванием зоны субдукции при поддвижении в нее островодужного террейна или океанического плато (Дзёляю, Хордьюс) с образованием пассивного астеносферного окна [38, 53]. Данная модель строилась на представлениях о низкоэнергетическом котектическом базальтовом расплаве, неспособном на большие перемещения и выплавившимся из мантийного субстрата *in situ* [38] (плутонические габброиды по Г. Б. Ферштатеру [51]). Последний вариант не требует коренного изменения геодинамического процесса, а приводит лишь к возобновлению субдукции в тылу «припаянного» к аккреционной призме террейна, однако в этом случае зона субдукции должна падать на восток, а не на запад. Либо заклинивание зоны субдукции могло привести к ее полному отмиранию в позднем ордовике, а процесс субдукции возобновился в силуре в другой, видимо, более восточной части океанического бассейна.

Так или иначе, с позднего кембрия вдоль восточной окраины Балтии начинается формирование пассивной окраины либо Уральского палеоокеана [37, 57], либо окраинного моря [14], осадки которой впоследствии дали формации Западной СФЗ Урала (на данном листе не представлены).

Более отчетливо история развития палеоокеанического сектора, в котором локализована данная территория, начинает прорисовываться с ордовика, вулканогенно-осадочные островодужные образования которого известны в более северных районах [97, 14] и др. Однако, на картируемом планшете, так же как и во всем Тяньюско-Тыкотловском районе, данные образования отсутствуют. Согласно Легенде... [84], к позднеордовикско-раннесилурийским образованиям отнесена войкарская свита пиллоу-лав, однако, по нашим представлениям, вероятнее всего, это раннедевонские, максимум – позднесилурийско-раннедевонские отложения. Формации более ранних этапов развития представлены вулканомиктовой флишоидной частью тяньюской подсвиты малоуральской свиты. Островодужные комплексы сохранились в виде тонкой полого залегающей пластины «на плечах» у крупного диорит-гранодиоритового плутона промежуточной андезитовой магматической камеры этой дуги. Однозначно установленное родство вулканогенно-осадочных, субвулканических и плутонических пород ранне-среднедевонского возраста позволяет интерпретировать их как единый вулканно-плутонический пояс зрелой островной

дуги, заложенной, по-видимому, на фундаменте более ранней энсиматической ордовикско-раннесилурийской дуги.

По всей вероятности, к концу эйфеля островная дуга заканчивает свое существование. На заключительном этапе вулканические породы приобретают субщелочной (трахиандезитовый) характер, проявляется высокая эксплозивность извержений, приведшая к формированию кальдер [59]. На кальдерном рельефе в мелководных морских условиях формируются несортированные слабоокатанные конгломераты дзёля-варчатинской свиты. В них обнаружена галька амфиболитизированных габбро, серпентинитов и верлитов [59], что может свидетельствовать о выводе мафит-ультрамафитового фундамента островной дуги на поверхность, т. е. – о начале коллизии с восточным микроконтинентом(?). Коллизия (если она была) достигает максимальной интенсивности в позднем девоне. В это время формируются глубинные гранитоидные комплексы – гранодиорит-гранитный янаслорский и плагиомигматитовый собский. Первый, вероятно, представляет собой остаточный расплав остывающего девонского островодужного очага, а второй формируется в условиях глубинных надвигов, преимущественно на контактах крупных однородных габброидных и гранитоидных пластин.

В позднем палеозое территория листа входит в состав северной части Урало-Монгольского складчатого пояса, сформированного в результате коллизии Восточно-Европейского и Сибирского палеоконтинентов, и подвергается интенсивному орогенезу. На площади листа Q-41-XVII эти движения выразились в надвигании отдельных литологически относительно однородных крупных блоков в северо-западном направлении. Были «подорваны» ранее, вероятно, интрузивные контакты габброидов кэршорского комплекса с гипербазитами райизско-войкарского и гранитоидами собского и макаррузского комплексов; пиллоу-лавы войкарской свиты были надвинуты на гранитоиды, а вулканогенно-осадочные образования малоуральской свиты и молассоиды дзёля-варчатинской – на войкарскую свиту и, в отдельных местах (верховья р. Ленью) – на габброиды и апогаббровые амфиболиты кэршорского комплекса. Однако в некоторых местах (р. Тянью, район 3-й Рудной Горки) интрузивный контакт гранитоидов с малоуральской свитой, возможно, не был затронут крупномасштабными тектоническими движениями.

К концу позднего триаса–началу юры в данном районе Уральская мобильная область завершила свое существование и вошла в состав Западно-Сибирской эпигерцинской плиты. Горная страна была денудирована. В триасе на территории листа формировались коры выветривания, а в позднем триасе начинается терригенное осадконакопление. В течение мезозоя и кайнозоя на основной части Западно-Сибирской плиты происходило формирование осадочного чехла в терригенных и мелководно-морских условиях. Терригенный угленосный режим в ранней–средней юре сменяется мелководным морским – формируется мелководный эпиконтинентальный бассейн, отложения которого впоследствии образуют чехол Западно-Сибирской плиты. В течение юры бассейн был весьма неглубок и несколько раз практически осушался, о чем свидетельствует наличие конгломератов в разрезе.

Песчанисто-гравийно-галечные отложения нижнего мела свидетельствуют о продолжавшемся в это время размыве соседней с запада суши – пенеплени-

зированной Уральскому орогена. Дальнейшая мезозойская история юго-восточной части площади листа характеризуется постепенным, по-видимому, полностью компенсированным прогибанием с редкими остановками в течение раннего мела. В континентальной северо-западной части территории тогда же формировались коры выветривания. В поздне меловое время бассейн углубляется и соединяется с эпиконтинентальным морем, покрывавшем Восточно-Европейскую платформу [14].

Новейшие неотектонические поднятия с формированием горной страны и коррелятных осадков начались скорее всего с миоцена. Вероятно, в олигоцене формируется предгорный педиפל, на выровненной поверхности которого развиваются каолиновые и гидрослюдистые коры выветривания.

В плиоцене и эоплейстоцене Западно-Сибирская часть листа охватывалась бореальными морскими трансгрессиями.

В неоплейстоцене территория листа неоднократно подвергалась оледенениям горно-долинного и полупокровного типа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория располагается в пределах двух крупных морфоструктур: Полярного Урала и Западно-Сибирской равнины. Граница морфоструктур делит территорию с юго-запада на северо-восток на две примерно равные части.

Полярный Урал на территории включает в себя две зоны: зону кряжа (среднегорные массивы субальпийского типа и отпрепарированными фрагментами пенепленов) и зону восточных предгорий. Западно-Сибирская равнина причленена к зоне предгорий с юго-востока.

Зона кряжа представляет собой систему горных хребтов и массивов, ориентированных в северо-восточном направлении, как правило, приуроченных к наиболее устойчивым к выветриванию породам. Характеризуется контрастным рельефом горного субальпийского типа, сформированным денудационными поверхностями и склонами, осложненным обработкой и аккумуляцией горно-долинных и каровых ледников разного возраста. Наибольшая абс. отм. 1107 м расположена вблизи северо-западного угла территории. Облик рельефа этой зоны определяется сочетанием денудационных выровненных поверхностей (которые рассматриваются в качестве реликтов мезозойского пенеплена, моделированных процессами гольцовой планации) и глубоких V-образных эрозионных и U-образных троговых долин. От зоны предгорий она отделена структурно-денудационным уступом, сформированным бронированными и устойчивыми к выветриванию породами (габбро кэршорского комплекса).

Зона восточных предгорий протягивается с юго-запада на северо-восток полосой шириной до 150 км. Включает две подзоны: Лагортинскую денудационно-аккумулятивную депрессию и остаточную денудационную возвышенность Малый Урал.

Лагортинская денудационно-аккумулятивная депрессия разделяет зону кряжа и возвышенности Малого Урала. Она имеет ширину 6–10 км и имеет абсолютные отметки днища от 100 до 220 м. Представляет собой всхолмленную равнину с оглаженными денудационными останцами отпрепарированного цокольного педиплена и широкими депрессиями, выполненными рыхлыми отложениями ледникового ряда.

Гряда Малого Урала с абс. отм. 220–380 м, максимальная – 385 м (в верховьях Юртымъегана). Представлена холмисто-увалистыми денудационными

останцами отпрепарированного педиплена с понижениями, выполненными холмисто-моренными поверхностями среднелепистоценового оледенения, переработанными на поверхности склоновыми процессами. Относительные превышения составляют 100–250 м.

Западно-Сибирская аккумулятивная равнина на территории располагается в основном на абс. отм. 60–120 м, минимальные 20 м в долинах притоков р. Обь – рек Ларьеган и Емьеган, максимальные – до 158 м в южной части на водоразделе рек Ванктывис и Ларьеган. Развит преимущественно холмисто-западинный, холмисто-грядовый рельеф основной и конечной морены, в которую в долинах водотоков вложены террасы разных уровней.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ РЕЛЬЕФА

По ведущим генетическим факторам в пределах территории выделены две крупные категории рельефа: выработанный и аккумулятивный рельеф.

Выработанный рельеф

Выработанный рельеф включает структурно-денудационный тип рельефа, возникший под действием процессов экзоморфогенеза на древнюю геологическую структуру, и денудационный рельеф, образовавшийся в результате различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, абразии, комплексной денудации и др.

Структурно-денудационный рельеф

Склоны горных хребтов и массивов мезозойско-неогенового возраста (I) приурочены к структурно-денудационным уступам, отделяющим зону кряжа от зоны предгорий и предгорья от Западно-Сибирской равнины.

Превышение уступа кряжа относительно предгорий достигает 300 м. Крутизна склона – 15–45° Кряж перекрыт шлейфом обвального-осыпных, солифлюкционных, реже – делювиальных образований. Отмечаются многочисленные «каменные реки» (курумы), присутствуют нагорные террасы. Наблюдаются многочисленные останцы устойчивых к выветриванию горных пород. В Пятиречье уступ фрагментирован многочисленными врезами речных долин. Превышение уступа предгорий над зоной Западно-Сибирской равнины до 200 м. Уступ пологий – 10–15°, обусловлен преимущественно препарировкой пород разной устойчивости к выветриванию. Сформированы уступы в мезозое–неогене.

Денудационный рельеф

Включает эрозионные склоны речных долин, экзарационные склоны троговых долин и каров, денудационную равнину, сформированную на супесчано-глинистых отложениях раннего неоплейстоцена, денудационные склоны предгорных массивов, сопряженные с поверхностью отпрепарированного цокольного педиплена олигоценного возраста, а также фрагменты древних поверхностей выравнивания (пенеплены), созданные процессами комплексной денудации. Среди последних выделяются реликты цокольного пенеплена

раннемезозойского возраста и фрагменты цокольного пенеплена позднемезозойско-эоценового возраста.

Эрозионные склоны речных долин (2) развиты исключительно в зоне кряжа, где врезаны в более древний денудационный рельеф. Это в основном крутые (20–30°) или средней крутизны (5–20°) вогнутые, прямые, реже выпуклые поверхности, изрезанные мелкими эрозионными бороздами и, как правило, покрытые элювиально-делювальным, коллювиально-десерпционным или делювиально-солифлюкционным чехлом. Нередко они являются результатом преобразования существовавших трогов с формированием речных долин V-образного профиля. Время формирования – с конца среднего неоплейстоцена по настоящее время. Начало их формирования обуславливается концом таяния среднеплейстоценового ледника. Как правило, эрозионные участки долин приурочены к полосе структурно-денудационных уступов гор и предгорий и, вероятно, свидетельствуют о достаточно интенсивном воздымании осевой части Полярного Урала в позднем неоплейстоцене.

Экзарационные поверхности троговых долин и каров (3) повсеместно развиты в зоне кряжа. В масштабе схемы выработанные экзарационные поверхности среднеплейстоценового, ханмейского, полярноуральского и голоценового оледенений не расчленены, хотя в их размещении наблюдается хорошо выраженная ярусность, а в соотношениях друг с другом определенная последовательность. Самый высокий ярус экзарационного рельефа принадлежит к полярноуральским и голоценовым карам. Отметки их днищ располагаются в пределах 700–900 м абс., а бровки стенок достигают высот главных водораздельных хребтов (до 1000 м абс.). Полярноуральские трог часто наследуют ранее выработанные трог ханмейского оледенения, а те, в свою очередь, – более ранние формы ледникового выпаживания. Развиты по всем основным водотокам осевой зоны кряжа. Уплотненные днища трогов осложнены ригелями, приуроченными к более твердым породам. На склонах нередко присутствуют бараньи лбы, друмлины и друмлиноиды. На стойких к выветриванию породах изредка наблюдаются ледниковые борозды, реже – ледниковая штриховка. Кары и цирки ханмейского возраста реконструируются в виде огромных полуразрушенных чаш с уплощенным днищем, в которые врезаны более молодые полярноуральские и голоценовые кары.

Денудационная равнина (4) сформирована на супесчано-глинистых отложениях эоплейстоцена–раннего неоплейстоцена, занимает небольшую площадь на юге территории. Ее абсолютные отметки плавно повышаются от 120 до 158 м. Представляет собой увалистую плосковершинную поверхность. Склоны увалов пологие, с мягкими очертаниями, осложнены мелкими эрозионными бороздами, солифлюкционными террасами и валами. Водораздельные поверхности часто заболочены, изобилуют гляцио- и термокарстовыми воронками и озерами, торфяными буграми, широко развит тундровый микро-рельеф (медальоны вымораживания, полигональные грунты). Начало ее формирования определяется завершением формирования регрессивных песков мужинской толщи (на территории не представлены), залегающих на хантымужинской толще и последующим моделированием сформированной аккумулятивной поверхности различными процессами вплоть до настоящего времени.

Денудационные склоны гор (5) развиты между основными ярусами рельефа территории и представлены разновысотными крутыми и средней крутизны денудационными склонами, покрытыми коллювиально-десерпционными и делювиально-десерпционными образованиями верхненеоплейстоцен-голоценового возраста. Крутизна склонов в значительной степени зависит от устойчивости пород субстрата. В крутых частях склоны часто осложнены обвально-осыпными формами и курумами. Формирование склонов началось одновременно с поверхностью олигоценового педиплена и продолжилось в миоцене.

Поверхность отпрепарированного цокольного педиплена (6) представляет собой выровненные участки коренных пород, оглаженные плейстоценовыми ледниками и выступающие из-под чехла средненеоплейстоценовых ледниковых образований. В виде уплощенных водоразделов и прилегающих к ним пологих склонов эта поверхность протягивается полосой шириной до 30 км к юго-востоку от зоны кряжа. Абсолютные отметки ее изменяются от 250 до 385 м. На поверхности и склонах широко развиты элювиальные и склоновые развалы обломков коренных пород, иногда с незначительным покровом ледниковых и субэдральных покровов. На всей территории широко развиты эрратические валуны, указывающие на направление движения льда с севера и северо-запада на юго-восток. Олигоценый возраст поверхности выравнивания определяется на основании хорошей сопоставимости этого геоморфологического яруса с олигоценовой поверхностью Среднего и Южного Предуралья [46, 47], а также наличием сохранившихся фрагментов кор выветривания.

Реликты цокольного пенеппена позднемеозойского–палеогенового возраста (7) представляют собой плоские вершины и водоразделы, образующие в зоне кряжа ярус рельефа с абс. отм. до 900 м, окаймляющий с юго-востока осевую часть кряжа. В пределах описываемой поверхности широко развиты элювиальные и элювиально-делювиальные образования средненеоплейстоцен-голоценового возраста. Возраст формирования поверхности устанавливается по сопоставлению с аналогичной поверхностью на соседнем листе [55].

Реликты цокольного пенеппена раннемеозойского возраста (8) представляют собой относительно плоские вершинные поверхности главных водораздельных хребтов зоны кряжа с абс. отм. от 900 до 1100 м. Они срезают складчатый цоколь палеозойских пород. В их пределах широко развита система нагорных террас, возвышающихся одна над другой ступенями высотой 15–30 м. От более молодых, нижерасположенных граней рельефа, фрагменты пенеппена иногда отделены крутыми денудационными уступами. На вершинных поверхностях повсеместно развиты элювиальные, а также элювиально-делювиальные средненеоплейстоцен-голоценовые образования. На северо-востоке территории на поверхности пенеппена отмечаются эрратические валуны. По сопоставлению с аналогичными поверхностями на соседних территориях время формирования поверхности принимается раннемеозойским [46, 47, 91, 55].

Аккумулятивный рельеф

В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивные поверхности рельефа разделены на делювиально-солифлюкционные, флювиальные, аллювиально-озерные, флювиогляциальные и ледниковые. В целом возраст аккумулятивного рельефа коррелирует возрасту слагающих его образований.

Поверхность делювиально-солифлюкционных предгорных шлейфов (9) развита на пологих (до 10°) склонах у подошвы структурно-денудационного уступа. Характеризуются шлейфы ребристым рисунком поверхности, обусловленным разными скоростями перемещения обломков разной размерности. Состав слагающего их материала в основном крупнообломочный, мелкозем, особенно из верхней части, вымывается дождевыми и тальными водами. Начало их формирования связано с отступанием среднелепестового ледника и продолжается в настоящее время.

Флювиальная поверхность русел, пойм, первой–второй надпойменных террас нерасчлененная (10) развита вдоль долин всех водотоков, достигая максимальной ширины (до 10 км) в долине р. Таню при впадении в оз. Варчаты. Имеет вогнуто-ступенчатый профиль, отражающий этапы снижения базиса эрозии, которым отвечают два уровня надпойменных террас, развитых в большинстве средних и крупных водотоков территории вне пределов позднеплейстоценовых морен (I надпойменная терраса имеет высоту 4–6 м, II высотой до 8 м). Обе террасы имеют как цокольные, так и аккумулятивные фрагменты.

Высота поймы колеблется в пределах от 0,5 м в верховьях рек на кряже до 3 м в нижнем течении в пределах Западно-Сибирской равнины. Возраст устанавливается в соответствии с возрастом слагающих их отложений.

Озерно-аллювиальная терраса (II) сформирована в котловине ледникового выпахивания среднелепестового оледенения, занятой в настоящее время оз. Варчаты. Абсолютные отметки поверхности террасы – 55–60 м. Превышение над современным урезом озера – 12–18 м. Начало формирования толщи осадков, ее слагающих, связано с заполнением котловины тальными водами ханмейского горно-долинного ледника. Исходя из разрезов, полученных по скважинам, пробуренным на террасе, в начале формирования условия осадконакопления были озерными: отлагались ритмичные глинистые породы. В конце этапа – более аллювиальными и озерными, площадка террасы сложена песками с галькой и мелкими валунами. В каргинское время произошел прорыв перемычки и частичный спуск озера в бассейн р. Войкар, что и привело к формированию собственно террасы. Поверхность выположенная, со слабым падением в сторону озера, бугристо-западинная, заболочена в понижениях рельефа. Развиты мелкие термокарстовые озера и бугры пучения. К сарганскому времени она была полностью сформирована: к ней прислонена первая надпойменная терраса р. Таню.

Флювиальная поверхность третьей надпойменной террасы (12) развита в бассейне р. Ларьеган. Высота террасы – до 12 м, ширина – до 5–8 км. Поверхность слегка волнистая, сложена супесями и суглинками. Отвечает

времени ханмейского горно-долинного оледенения, коррелятна ханмейским зандрам.

Аллювиально-озерная поверхность четвертой надпойменной террасы (13) развита в бассейне рек Емъеган, Ларъеган и далее к северу вдоль восточной рамки листа до р. Хольцееган. Является фактически 4-й надпойменной террасой собственно долины р. Обь. Представлена на листе в виде широкой (до 5–12 км) уплощенной поверхности на абс. отг. около 55–90 м. Высота – до 25 м над урезом воды. Интенсивно переработана мерзлотными процессами, часто заболочена.

Поверхность ханмейских и полярноуральских флювиогляциальных зандров (14) развита по периферии одноименных морен в пределах Лагортинской депрессии. Образована конусовидными и окаймляющими зандрами. Высота зандров изменяется от 2 до 14 м. Поверхность флювиогляциальных зандров обычно неровная, с многочисленными следами водных потоков и отдельными валунами, выступающими над ней. По мере удаления от конечно-моренных гряд размерность материала уменьшается, поверхность заболочивается. В верхнем течении р. Танью и притоков, ее образующих, занимает уровень 3-й надпойменной террасы.

Поверхность морен ханмейского и полярноуральского оледенений нерасчлененная (15) развита в зоне кряжа и Лагортинской депрессии, где приурочена к днищам троговых долин и каров, а также образует широкие лопасти конечно-моренных форм в последней. 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 10–20 м, а отдельных конечно-моренных образований – до 30 м. Краевые формы нередко представлены параллельно-грядовым рельефом, отражающим чешуйчато-надвиговую структуру пород (гляциомеланж).

Поверхность средненеоплейстоценового оледенения, переработанная склоновыми процессами (16) широко развита в пределах Западно-Сибирской равнины, где является рельефообразующей, а также выполняет понижения в рельефе зоны предгорий Малого Урала. Включает в себя полоγο-холмистую поверхность основной и краевой морены, нередко с маломощным покровом флювиогляциала и флуотилла. Поверхность морены существенно переработана склоновыми и денудационными процессами, однако на аэрофотоматериалах отчетливо прослеживается параллельно-грядовый рельеф краевых образований подковообразной формы, широко распространенных в пределах Западно-Сибирской равнины, в центральной части территории листа. Поверхность основной морены подчеркнута наличием большого количества реликтовых гляциокарстовых озер неправильной формы. Термокарст имеет подчиненное значение и выражен на поверхности в виде мелководных блюдцеобразных озер и хасыреев, на заболоченных поверхностях часто встречаются бугры пучения.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В мезозойско-кайнозойской истории формирования рельефа Урала выделяется шесть тектоно-климатических этапов: эомезозойский, раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый, позднепалеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный [46, 47]. Прямых сведений о событиях эомезозойского этапа в пределах территории листа нет.

На раннемезозойском этапе в условиях умеренно теплого гумидного климата сложились благоприятные условия для пенеппенизации. Эомезозойские горы Урала были преобразованы в новую структурную поверхность – пенеппен с корой выветривания латеритного профиля. Коррелятные осадки в пределах территории не сохранились, но остаточные фрагменты этого пенеппена наблюдаются в пределах самого высокого яруса рельефа зоны кряжа в виде небольших выровненных поверхностей (реликтов) с абс. отм. от 900 до 1107 м.

В позднемезозойско-палеогеновый этап в условиях субтропического и тропического гумидного климата в пределах территории происходили колебательные тектонические движения. Однако большая часть территории оставалась приподнятой над уровнем моря и здесь в условиях субтропического климата была сформирована поверхность позднемезозойско-среднепалеогенового пенеппена, которая сохранилась в современном рельефе в виде уплощенных водоразделов на высотах от 560 до 900 м.

В олигоценый этап на фоне общего сводового поднятия Урала в условиях гумидного климата на территории формируется педиппен с каолиново-гидрослюдистым профилем выветривания, который окаймлял возникшее к этому времени горное сооружение. Наличие сохранившихся фрагментов кор выветривания подтверждает эту точку зрения.

В миоценовый этап в условиях засушливого климата с сезонами ливневых дождей в пределах территории широко проявилась педиппенизация с формированием крутых склонов, подчеркнутых созданные к этому времени ступени рельефа.

Плиоцен-четвертичный этап своеобразен как в тектоническом, так и в климатическом отношении. Сводово-глыбовое поднятие Урала продолжилось в режиме колебательных движений, что привело к многократным перестройкам речной сети и неоднократным ингрессиям арктического бассейна, осадки которого представлены отложениями карымкарской и ханты-мужинской толщ (хотя, вероятно, присутствуют и более древние отложения). На современном эрозионном срезе верхняя граница развития эоплейстоценовых ледниково-морских отложений достигает на территории листа абс. отм. 150 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 развитие эратических валунов на всех уровнях поверхностей выравнивания, в том числе и на главном Уральском водоразделе.

Среднеплейстоценовый ледник сгладил, а частично срезал существовавший до его наступления рельеф и после таяния оставил мощную толщу краевых и донных морен, обуславливающих современный облик водораздельных пространств территории в пределах Западной Сибири и, вероятно, выработал главные троговые долины Полярного Урала. После отступления (таяния) ледника, из-за изостатического опускания территории и подпруды части талых вод, остатки ледникового щита на севере в пониженных частях рельефа образовали озерный бассейн, сформировавший в наиболее теплое для региона казанцевское время четвертую озерно-аллювиальную террасу территории.

Следующее похолодание (ханмейское и полярноуральское время) привело к возникновению ледников горно-долинного типа, наследовавших ранее заложённые главные троговые долины, а также к формированию многочисленных каров и цирков в водораздельной части осевой зоны кряжа, что способствовало активизации склоновых процессов и физического выветривания пород на выположенных площадках водоразделов горной части территории. В ханмейское время в долине р. Обь формируется третья надпойменная терраса, в каргинское межледниковье – вторая терраса и озерно-аллювиальная терраса оз. Варчаты. В конце полярноуральского холодного периода – первая надпойменная терраса.

В голоцене в речных долинах сформировалась пойма, а в горах в период похолоданий – краевые формы существовавших в тот момент каровых ледников. С концом полярноуральского времени–голоценом связано таяние верхней части мерзлоты и погребённых блоков глетчерного льда, выразившееся в заболачивании территории и формировании гляциокарстовых и термокарстовых озёр.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Q-41-XVII установлены проявления (П) бурого угля, железа, хромитов, меди, золота, платины и платиноидов, германия, поделочного сырья и соответствующие многочисленные пункты минерализации (ПМ) (прил. 1). Большая часть металлических полезных ископаемых представлена комплексными объектами полиформационного типа.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурый уголь. На дневную поверхность в пределах рассматриваемой территории угленосные отложения не выходят, они вскрыты буровыми скважинами X-200 (П-2-21) и X-201 (П-2-18) [82]. Мезозойские отложения залегают здесь в виде пологой моноклинали, погружающейся к юго-востоку под углом 3–5°. Угленосные отложения приурочены к двум стратиграфическим уровням – верхнетриасовому и ниже-среднеюрскому.

Бурые угли верхнего угленосного горизонта слагают прослой, линзы и пласты мощностью от 0,1 до 2,3 м (по данным каротажа) преимущественно в нижней (среднеюрской) части разреза маурыньинской свиты. Отдельные тонкие (до 0,1 м) прослой бурых углей отмечаются также и в разрезах ниже залегающих яныманьинской и тольинской свит. Угли по своим характеристикам высокзолые, гумусовые, обладают черным цветом и высокой влажностью, раковистым блестящим, реже матовым изломом. При высыхании они растрескиваются и рассыпаются с образованием обломков гравийной размерности. Характеристика углей определяется следующими показателями: $W^a = 4,6–7,6 \%$, $A^d = 9,7–52 \%$, $V^{daf} = 41,8–55,9$, $S_{общ} = 0,28–0,39 \%$, $C^{daf} = 59–69,9 \%$, $H^{daf} = 4,6–6,4 \%$, $Q_{\delta}^{daf} = 5577–6590$ ккал/кг.

Пласты углей средней юры относятся к группе угленосных песчано-глинистых формаций северососьвинского типа и образовались в прибрежно-морской обстановке открытого на восток ниже-среднеюрского бассейна.

Вторым угленосным горизонтом с предположительно промышленной значимостью является ятринская свита позднего триаса. Скважиной X-200 в интервале 416,0–437,0 м вскрыто несколько линз бурых углей цвета кларендюреновых, качества которых определяются показателями: $W^a = 6,1 \%$; $A^d = 34,2 \%$; $V^{daf} = 47,4$; $S^{o\delta} = 1,66 \%$; $C^{daf} = 65,8 \%$; $H^{daf} = 4,7$; $Q_{\delta}^{daf} = 6152$ ккал/кг. В отличие от маурыньинской свиты угли ятринской свиты

образовалась в раннемезозойский этап угленакопления в континентальных условиях внутренних прогибов молодой подвижной платформы и отнесены к подгруппе континентальных песчано-глинистых угленосных формаций [89].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Большая часть металлических полезных ископаемых представлена комплексными объектами.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа известны семь железорудных проявлений, а также ряд пунктов минерализации. Они представлены двумя рудно-формационными типам: а) медно-титаномагнетитовое оруденение, относящееся к магматическому типу и связанное с габброидами и пироксенитами полосчатого кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса; б) (медно)-железо-скарновое оруденение, связанное со скарнами в вулканогенно-осадочных толщах и образованных при внедрении гранитоидных интрузий собского комплекса.

Медно-титаномагнетитовое оруденение довольно широко развито в породах кэршорского комплекса и представлено в проявлениях Озерное (I-4-1), Баня (II-1-17), Рудная Горка-2 (I-4-12) Аномальное-1, 2, 3 (I-4-7, I-4-13, I-4-19) и 14 пунктами минерализации. Также с объектами данного типа, по всей вероятности, связаны 44 магнитные и гравиметрические аномалии (прил. 1). Проявление Озерное ранее выделялось как Дзёлятышорское и рассматривалось в качестве наиболее типичного примера данного типа [82, 15], описано в разд. «Платиноиды».

Типичный объект рудных габбро – проявление Баня приурочено к крупному ($3,5 \times 1,3$ км) ксенолиту габбро в кварцевых диоритах собского комплекса. Габбро в значительной степени контаминированы, диоритизированы, амфиболитизированы. Оруденение носит вкрапленный рассеянный характер и подтверждается положительной аномалией ΔT до 1000–2000 нТл. Содержание вкрапленного титаномагнетита (магнетита) – до 10–15 %, характерно значительное содержание пирита – до 3–10 % и незначительное присутствие халькопирита <1 %. Рудные концентраты из амфиболитизированных габбро, апогаббровых диоритов, тоналитов, плагиогранитов содержат наиболее низкие (среди рассматриваемого типа руд) содержания титана (TiO_2 – 1,1–1,3 %) и ванадия (V_2O_5 – 0,4–0,5 %). Прогнозные ресурсы бедных руд категории P_2 – 445 000 тыс. т. Среди попутных компонентов по единичным пробам установлены: Cu – до 0,1 %, Au – до 15,2 г/т, Ag – до 36,0 г/т [82].

Проявление Вторая Рудная Горка приурочено к восточной полосе выходов кэршорского комплекса. Рудная вкрапленность рассеянная, участками с сидеронитовой структурой в количествах от нескольких до десятков процентов, иногда в виде линзовидных и шлировых скоплений с параметрами в несколько метров, в габброидах и пироксенитах. Оруденение носит вкрапленный

рассеянный характер и подтверждается положительной аномалией ΔT до 1000–2000 нТл. Минеральный состав: ванадиевый магнетит, ванадиевый титаномагнетит, ильменит, шпинель, хромшпинелид, пирит, халькопирит, пирротин; редко пентландит и бравоит. Химический состав рудного горнблендита: Fe_2O_3 – 23,09 %; FeO – 15,70 %; TiO_2 – 1,18 %; V_2O_5 – 0,45 %; P – 0,22 г/т.

Практического интереса как железорудные объекты все проявления данного типа в настоящее время не представляют.

Оруденение (*медно*)-*железородно-скарновой формации* связано с породами силурийско-девонской малоуральской свиты, которые подверглись скарнированию гидротермально-метасоматическим преобразованиям в экзоконтактовых зонах прорывающих их интрузий кварцевых диоритов и монцодиоритов собского комплекса.

Проявление Третья Рудная Горка (П-2-11) является единственным представителем этого типа в пределах листа. Расположено на правом берегу р. Танью примерно в 1 км от контакта с интрузивными образованиями собского комплекса. Проявление открыто Полярно-Уральской комплексной экспедицией Института геологических наук АН СССР в начале 1950-х годов и имеет длительную историю изучения. На проявлении пройдены каналы и пробурена серия скважин. Оруденение сосредоточено в двух рудных зонах, удаленных друг от друга на 200 м. Рудные зоны, как и вмещающие породы, имеют северо-восточное простирание; падение –30–40° на юго-восток, согласное с вмещающими туфами. Мощность рудных зон – от 7 до 30 м. Выявленные рудные залежи хорошо согласуются с магнитными аномалиями ΔZ с напряжением до 10 000–80 000 гамм.

В первой (южной) зоне выявлены три субпараллельные пластообразные залежи. Длина их – от 6–7 до 50 м, мощность – от долей метра до 3 м. Во второй (северной) рудной зоне две субпараллельные залежи тектонически разбиты на блоки. Наиболее выдержанное рудное тело имеет общую протяженность 105 м при ширине от 2 до 6 м. В строении рудных тел принимают участие массивные магнетитовые руды (центральные части рудных тел) и магнетитовые скарны (периферические части рудных тел). Скарны подразделяются на пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые разновидности.

Массивные магнетиты характеризуются мелкозернистой структурой, почти повсеместным присутствием вкрапленности халькопирита и, меньше, пирита. Наибольшее количество сульфидов отмечается в рудах второй (северной) рудной зоны. Сульфиды в основной массе руды развиваются в виде мелкой более-менее равномерной вкрапленности. Значительно реже встречаются прожилки халькопирита и кальцита, секущие магнетитовые руды. Содержание главных компонентов в рудах колеблется в следующих пределах: Fe – от 45,72 до 64,62 % (среднее 55,24 %); FeO – от 17,27 до 31,78 % (среднее 23,44 %); Fe_2O_3 – от 40,97 до 58,05 % (среднее 53,44 %); S – от 0,01 до 4,71 % (среднее 1,39 %); P – не более 0,15 %; Cu (содержания отмечены в 40 % проб) – от 0,02 до 2,84 % (среднее 0,46 %); Au – до 5 г/т.

Запасы и прогнозные ресурсы категорий $C_2 + P_1$ до глубины 50 м, по материалам горных работ, составляют 252 150 тыс. т [79]. Прогнозные ресурсы по категории P_2 до глубины 155 м оцениваются в 1 млн т [82] и, судя по геофизическим данным, перспектив дальнейшего прироста не имеют.

Хром. Хромиты являются профилирующими полезными ископаемыми рассматриваемой территории. На прилегающей с севера территории (массив Рай-Из) идет промышленная разработка хромитовых руд.

Выделяется три типа хромитового оруденения [94]:

1) глиноземистый магнезиальный тип в гарцбургитовом комплексе (32–52 % Cr_2O_3 и >15 % Al_2O_3 в рудной хромшпинели);

2) высокохромистый магнезиальный тип в дунит-гарцбургитовом комплексе (51–61 % Cr_2O_3 и <15 % Al_2O_3 в рудной хромшпинели);

3) тип повышенной железистости в верлит-дунитовом комплексе (16–24 % FeO).

Наибольшую промышленную значимость имеют руды высокохромистого типа.

При минерагеническом анализе хромитовые руды делятся на две группы: 1) богатокрапленные или богатые руды (хромшпинели более 50 %); 2) беднокрапленные или бедные руды (хромшпинели менее 50 %).

В настоящее время выявлено 23 проявления и 55 пунктов хромитовой минерализации. Все они приурочены к ультрабазитам Войкарской офиолитовой ассоциации. Ввиду значительного количества проявлений и пунктов минерализации хромитов, их характеристика приводится ниже по рудным полям.

На территории Войкаро-Сынинского рудного района в пределах листа выделяются три рудных поля: * Лекхойлинско-Левопайерское, Верхнехойлинское и Кечьпельское.

Лекхойлинско-Левопайерское рудное поле (ранее называлось Левопайерским) полностью сложено ультрабазитами гарцбургитового комплекса. Характерны хромовые руды глиноземистого типа. В него входят проявления Левопайерское (I-2-6), а также более мелкие проявления Левопайерское I, II, III, IV (I-2-8, I-2-6, I-2-3, I-2-10), Морковкинское (I-2-23), Бурхойлинское (I-3-9), 651, 1220, 118, 55 (I-2-4, I-2-19, I-2-16, I-3-3) и 23 пункта хромитовой минерализации. Гарцбургитовый комплекс в пределах рудного поля характеризуется широким развитием жилородных выделений и самостоятельных тел дунитов, поле вытянуто в виде полосы северо-восточного простирания. Крупные дунитовые тела в пределах поля вытянуты в северо-восточном направлении и достигают по длине 1,5–2,0 км, по ширине до 400–600 м. Крупные хромитоносные зоны размещаются на продолжении друг друга или кулисообразно, образуя вместе очень крупные зоны. Кроме крупных зон, в рудном поле установлены или прогнозируются многочисленные линейные хромитоносные зоны среднего или малого размера протяженностью от 1,8 до 3,7 км.

Ниже опишем несколько типичных и наиболее изученных объектов, краткие сведения по остальным приведены в прил. 1.

*Деление на рудные поля дано в соответствии с районированием, принятым на Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 [29]. Б. В. Перевозчиковым [94] Кечьпельское рудное поле включается в состав Хойлинского РП. Однако для Кечьпельского РП характерно преобладание руд глиноземистого типа, а для собственно Хойлинского – высокохромистых (металлургических) руд.

Проявление Левопайерское (I-2-6) находится в северной части массива на водоразделе рек Левая Пайера и Лек-Хойла, среди гарцбургитового комплекса в граничной зоне гарцбургитов, в зоне войкаритизации и рассланцевания. Оруденение прослежено в зоне площадью 4 км² (500×1000 м) и включает три рудных развала и шесть рудных тел жилообразной уплощенной линзовидной формы длиной 30–105 м, мощностью 1–12 м. Контакты с вмещающими дунитами четкие, резкие, иногда угловатые, почти повсеместно они сопровождаются маломощными зонками (1–3 см) серпентинизации со штрихами и бороздами скольжения. Текстура руд массивная, вкрапленная (средне-, густовкрапленная, сплошная), структура руд от мелко- до крупнозернистой. Содержание Cr₂O₃ в руде – 8,66–42,46 мас. % (среднее 29,17). Степень метаморфизма – средняя, сильная. Рудная хромшпинель магнезиальная глиноземистая, по минеральному составу соответствует алюмохромиту магнезиальному, субферриалюмохромиту магнезиальному. Состав хромшпинели (мас. %): Cr₂O₃ – 38,18–57,48 (среднее 45,48), Al₂O₃ – 8,53–29,44 (среднее 20,28), FeO – 14,72–21,20 (среднее 18,35), MgO – 8,60–17,99 (среднее 13,74), TiO₂ – до 0,53. При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость и хромистость. Проведены буровые работы и поверхностные горные выработки. Запасы категории C₂ – 100 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P₁ – 903 тыс. т [94].

Проявление Морковкинское (I-2-23). Расположено на водоразделе р. Левая Пайера и руч. Ямботывис. Линзовидная залежь хромитов представлена одним рудным телом длиной 37 м, мощностью 5,0–11,2 м, в среднем 6,4 м. Контакты рудного тела с вмещающими дунитами резкие, отчетливые, с мелкими зонками серпентинизации мощностью до 5 см. Руда нодулярная, вкрапленная (средне-густовкрапленная). Нодули от округлых до почти октаэдров, размером до 0,5–2,5 см. Структура руд – средне-крупнозернистая. В руде: Cr₂O₃ – 23,74–35,28 % (среднее 30,97). Степень метаморфизма – слабая. Рудная хромшпинель магнезиальная глиноземистая, по минеральному составу соответствует алюмохромиту, субферриалюмохромиту, хромпикотиту и субферрихромпикотиту. Состав хромшпинели (мас. %): Cr₂O₃ – 38,96–44,15 % (среднее 41,03); Al₂O₃ – 22,90–27,92 % (среднее 25,76), FeO' – 15,71–18,85 (среднее 17,06), MgO – 12,52–16,36 (среднее 15,23), TiO₂ – до 0,43. При метаморфизме хромшпинель приобретает повышенную железистость. Пройдены поверхностные горные выработки и бурение, по результатам которого можно прогнозировать на глубине до 300 м целый ряд крупных рудных тел. Прогнозные ресурсы категории P₁ оценены в 620 тыс. т [64].

Проявление Бурхойлинское (I-3-9). Находится на водоразделе р. Бур-Хойла и Малая Хараматолоу в дунитовом теле среди гарцбургитового комплекса. В полосе 60 × 16 м вскрыты канавами семь рудных тел; тела линзовидной формы. Длина по простиранию – 6–32 м, мощность – 0,1–2,8 м. Контакты тел резкие, выявлена слабая серпентинизация. Руды густовкрапленные, меньше – редковкрапленные с содержанием Cr₂O₃ – 4,35–36,35 мас. %. Хромшпинель глиноземистая магнезиальная (%): Cr₂O₃ – 39,28–48,07, Al₂O₃ – 16,37–26,22, FeO – 16,19–26,13. Запасы категории C₂ – 140 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P₁ – 3000 тыс. т [94].

Кечпельское рудное поле представлено на территории листа своей восточной половиной преимущественно в пределах дунит-гарцбургитового комплекса. В него входят проявления: Пайты (I-1-17), 2469 (I-1-20), 483 (I-1-22), 482 (I-1-21), 1139 (I-1-26), 432 (I-1-24), 472 (I-1-27) 1387 (I-1-14) и многочисленные пункты минерализации. В Кечпельском рудном поле достаточно широко проявлены хромовые руды высокохромистого типа.

Проявление Пайты (I-1-17), являющееся наиболее крупным, изучено буровыми и горными работами. Приурочено к висячему блоку апикальной части вытянутого дунитового тела, расположенного в зоне войкаритизации и рассланцевания среди гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов. Хромитоносная зона неправильной вытянутой формы прослежена на площади 1500×100 – 150 м. Простираение залежи – северо-северо-восточное, аз. падения 90 – 110 угол падения – 10 – 30° . Всего вскрыто шесть тел хромитовых руд, залегающих кулисообразно вдоль зоны, безрудные интервалы – 5 – 7 м. Форма рудных тел уплощенно-линзовидная, шлировая, редко пластообразная. Контакты резкие, сопровождаются дунитовыми оторочками. Размеры рудных тел – от 25 до 300 м (в среднем $126,43$ м) по простиранию, мощность – $0,5$ – $9,0$ м (в среднем $1,8$ м). Руды в основном густовкрапленные и сплошные, меньше – убого-редковкрапленные. Текстура массивная, вкрапленная, реже неясно полосчатая, структура – средне-крупнозернистая. Содержание Cr_2O_3 в руде – от $3,50$ до $52,17\%$ (в среднем $32,42$), в хромшпинели – от $40,28$ до $61,17\%$ (в среднем $51,75$). Состав хромшпинели (мас. %): Al_2O_3 – $7,86$ – $23,15$ (среднее $13,89$), FeO' – $14,78$ – $36,62$ (среднее $20,78$), MgO – $6,56$ – $15,80$ (среднее $12,52$), TiO_2 – до $0,47$. Рудная хромшпинель магнезиальная глиноземистая и магнезиальная высокохромистая, по минеральному составу соответствует субферрихромиту, алюмохромиту и магнезиальному хромиту. Степень метаморфизма – от слабой до сильной. Запасы категории C_2 – 500 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_1 – 1153 тыс. т [94].

Помимо преобладающих хромовых руд высокохромистого типа, в Кечпельском рудном поле достаточно широко проявлены хромовые руды глиноземистого типа 2190 (I-1-4), 2-264 (I-1-3), 4025 (I-1-6), 3-169 (I-1-9) 2192a (I-1-5). Пространственно они приурочены к блоку ультрабазитов гарцбургитового комплекса, вклинившемуся с северо-востока, а также сохраняются в виде реликтовых тел среди дунит-гарцбургитового комплекса, в том числе вблизи рудопроявлений высокохромистого типа, например Пайты. Руды – от убого- до густовкрапленных, метаморфизованные, прожилковые, мощность прожилков $0,5$ – $2,5$ см до 20 – 30 см. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – $47,64$ и $52,33\%$; Al_2O_3 – $19,24$ и $11,09\%$. Общие прогнозные ресурсы руд глиноземистого типа категории P_1 составляют 153 тыс. т [94].

В хромитовых рудах проявлений Пайты, Морковкинское и др. в качестве аксессуарных минералов присутствуют сульфиды – пентландит, борнит, халькопирит, а также минералы платиновой группы, в том числе самородная платина, осмий, иридий и рутений, которые будут охарактеризованы ниже при описании проявлений платиноидов.

Верхнехойлинское рудное поле также представлено на территории листа своей восточной частью. Все рудное поле на территории листа лежит в гарц-

бургитовом породном комплексе. Дунит-гарцбургитовый комплекс проявлен в виде локальных выходов дунитовых тел, окруженных каймой гарцбургитов с повышенным содержанием шлировых выделений дунитов. В рудном поле широко распространены крутопадающие рудные тела и хромитоносные зоны, ориентированные в разных направлениях, преимущественно вкост простира- рания структурных элементов гарцбургитов. Степень опoискованности поля низкая. В его пределах выявлено проявление 1439 хромовых руд глиноземи- стого типа и 11 пунктов минерализации.

Проявление 1439 (I-1-40) представлено линзовидным телом хромитов в дунитах среди гарцбургитов, длиной 20–25 м, мощностью 2,4 м. Простира- ние – 330, угол падения – 70–80°. Руда густовкрапленная до сплошной, мас- сивная, средне-крупнозернистая. Контакты резкие, четкие. В руде: по бороз- довым пробам Cr_2O_3 – 36,4–39,41 %, в штуфной пробе 43,42 %, в монофрак- ции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 37,97–45,37 %. Проявление детально не обсле- довалось, прогнозные ресурсы не подсчитывались [94].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь представлена минерализацией двух формационных типов: (медно)- титано-магнетитовой и медно-порфировой.

Медно-сульфидное оруденение медно-титано-магнетитовой формации связано с образованиями кершорского дунит-верлит-клинопироксенит- габбрового комплекса пространственно тяготеет к описанному выше титано- магнетитовому оруденению. На территории листа представлено проявления- ми Пятиреченское (I-2-34), Озерное (I-4-1) – описано в разд. «Платиноиды» и Баня (II-1-17) – описано выше.

Проявление Пятиреченское (I-2-34) открыто при ГДП-50 [82], приурочено к линейной тектонической зоне северо-восточного простираения и крутого (80–85°) северо-западного падения. Тектоническая зона имеет секущее поло- жение по отношению к внутренней полосчатости кэршорского комплекса и под острым углом (в плане) проходит из габброидов в крупное, линейно- вытянутое тело гипербазитов (аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты и пироксениты), имеющее встречное юго-восточное падение (50°). В попе- речном разрезе тектоническая зона имеет ширину до 90 м и представлена пластообразными полосами тектонитов, тальцитов и милонитов, вмещающи- ми уплощенные линзообразные кварцевые тела и зоны окварцевания. Рудная минерализация связана как с тектонитами, так и с кварцевыми зонами. Ору- денение носит вкрапленный, шлирово-вкрапленный характер с обособления- ми сплошных руд. Главные рудные минералы – халькопирит и пирротин. Меньше развиты магнетит и пирит. Микроскопическими исследованиями уста- новлено наличие миллерита, виоларита, кобальтистого пентландита, кобаль- тистого пирита, а также сфалерита и галенита. Содержания полезных компо- нентов, по данным кернового опробования – Cu – 0,1–5,0 %, Co – 0,05– 0,07 %, Ni – 0,008–0,181 %, Mo – 0,001–0,010 %, Zn – до 0,1 %, Pt + Pd – до 0,2 г/т, Au – до 0,4 г/т, Ag – до 6,4 г/т. При переопробовании старых канав и

зон метасоматитов на флангах проявления [102] по бороздовым пробам установлены единичные содержания 0,34–3,9 г/т золота.

Достоверные параметры рудной зоны проявления Пятиреченское, по данным бурения, горных работ и интенсивно проявленной аномалии ВП и МПП, составляют: протяженность по простиранию – до 1500 м, по падению – до 300 м, мощность рудной зоны – 30–90 м. Прогнозные ресурсы P_2 проявления Пятиреченское оценены: меди – 153,9 тыс. т; серы – 1,06 млн т; кобальта – 5,5 тыс. т; никеля – 6,03 тыс. т; платиноидов (платина, палладий, родий) – 2,6 т [82].

Медно-молибден-порфировое оруденение широко развито в Малоуральском вулcano-плутоническом поясе, на листе представлено рудопрооявлениями Осеннее (П-2-10), Мокрый Лог (П-1-25), Южное (П-2-12) и рядом пунктов минерализации (П-1-22, П-1-29, П-2-12, П-2-14, П-2-17), геохимическими и геофизическими аномалиями, приуроченными к зоне контакта Лагортинско-кокпельского плутона с породами таньюской подсветы малоуральской свиты.

Проявление Осеннее расположено на правом берегу нижнего течения руч. Элькошор. Представлено прожилково-вкрапленной медной, медно-молибденовой минерализацией штокверкового типа, приуроченной к выступам апикальных частей интрузива, сложенных гидротермально-измененными порфиroidными разностями кварцевых диоритов и частично вулканитами таньюской подсветы. В экзоконтактах интрузии проявлены эпидотизация, окварцевание, скарнирование, участки развития кварцевых жил мощностью от 1 см до 2 м, содержащие гнезда пирита в зальбандах и молибденита в пустотах выщелачивания. Ассоциация рудных минералов – пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит, молибденит. Наложенная минеральная ассоциация представлена карбонатами и цеолитами. Рудная залежь имеет вскрытую мощность примерно 180 м, протяженность 700 м в северо-восточном направлении на глубину прослежено бурением до 300 м без признака выклинивания. Среднее содержание в рудном теле: Cu – 0,2 %, Mo – 0,008 %, попутные Re, Zn, Ag. Содержание Re в сульфидном концентрате 71,8 г/т. Содержание в сульфидном концентрате Ag – 0,39 г/т, Au – 0,01 г/т. Из фиксирующих рудные объекты геофизических полей значение поискового признака имеют аномальные поля метода ВП. Аномальные зоны со значением поляризуемости от 2° до 6° сопровождают скопления сульфидной минерализации. Прогнозные ресурсы категории P_2 проявления Осеннее до глубины 300 м оценены: Cu – 199 тыс. т, Mo – 5 тыс. т, Au – 1,3 т, Ag – 65 т [79].

Проявление Мокрый Лог представлено штокверком с прожилково-вкрапленным халькопирит-пиритовым оруденением, локализованным среди средне-слабо аргиллитизированных пропилитов и в разной степени пропилитизированных калишпатизированных кварцевых диоритов, порфиroidных кварцевых диоритов эндоконтактной части собского комплекса. По результатам опробования кернa поисковых скважин выделены два тела первичных меднопорфиroidных прожилкововкрапленных руд пересеченной мощностью 70 и 30 м с содержанием Cu – 0,1–0,02 %, Mo – 0,005 %. Оруденелая зона прослеживается по аномалии ВП-СГ на 1 км в северо-восточном направлении [86]. По прогнозным ресурсам рудопрооявление Мокрый Лог принимается примерно равным проявлению Осеннее.

Свинец, цинк. В пределах листа выявлено восемь пунктов минерализации развалов глыб в разной степени пропилитизированных кварцевых диоритов (II-1-30, II-1-32, II-1-12, II-1-22, II-2-3, II-2-13, III-1-9, III-1-17). Все они относятся к гидротермально-плутоногенному типу. Содержание Pb – 0,03 %, Zn – 0,03 %. Интересы не представляют.

Молибден. Молибденовое оруденение принадлежит к медно-молибден-порфировой формации и локализовано во всех объектах медно-порфинового типа, которое описано выше. На территории листа известен только один пункт собственно молибденовой минерализации – Черничный (II-1-22). Он представлен небольшим развалом глыб и обломков жильных пропилитизированных диоритовых порфиритов с вкрапленностью сульфидов 15 %, представленной в основном пиритом. Содержание молибдена достигает 0,1 %.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное. Собственных проявлений золота в пределах территории листа не установлено. В то же время повышенные концентрации, вплоть до рудных, связаны с золотосодержащими формациями: золото-платино-палладиевой, (медно)-титано-магнетитовой, меднопорфировой и (медно)-железо-скарновой, в которых оно присутствует в виде попутного (сопутствующего) компонента.

Наиболее значимым и типичным примером *медносульфидного с золотом* и самостоятельного *золото-платино-палладиевого* оруденения является *проявление Озерное* (I-4-1). Параметры рудных тел и содержания золота в медно-сульфидных рудных телах описаны ниже, в разд. «Платиноиды».

По результатам микроскопического изучения, минералы благородных металлов находятся в тесной ассоциации с сульфидами меди, образуя очень мелкие выделения, обнаруживающиеся при больших увеличениях под электронным микроскопом. Они представлены группой интерметаллидов в системах Au–Cu, Au–Pd–Cu и Au–Ag, а также соединениями Pd с Te, Bi и Sb. Золото-медные, золото-палладий-медные и золото-серебряные фазы наблюдаются в виде зерен величиной до 10–15 мкм в сростаниях с сульфидами меди или в виде включений в них. Форма зерен изометричная, вытянутая, неправильная.

Состав золото-медных минералов колеблется в широких пределах – от медистого золота до золотистой меди (табл. 2). Содержание Au варьирует от 39,7 до 61,2 мас. %, Cu – от 17,3 до 54,0 мас. %. Почти всегда присутствует Ag – до 8,3 мас. % и Pd – до 6,0 мас. %. В одном из зерен обнаружен Te – 2,0 мас. %. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показывает, что золото-медные фазы практически полностью перекрывают интервал от купроаурида (CuAu) до аурикуприда (Cu₃Au). Особо следует отметить золото-палладистую медь, отличающуюся достаточно выдержанным составом (мас. %): Cu – от 63,5 до 65,7, Pd – от 16,2 до 17,2, Au – от 5,5 до 9,1; Ag – до 2,2.

Минералы системы Au-Ag представлены самородным золотистым серебром. Содержание Ag составляет 81–83 мас. %, Au – 15–16 мас. %, Cu и Pd – 1 мас. %. Иногда содержание серебра бывает ниже (63 мас. %), а золота выше (35 мас. %), что соответствует составу кюстелита (Ag₃Au).

Средние содержания золота в благороднометалльных (Au-Pt-Pd) рудных телах варьируют от 0,05 до 0,18 г/т, в отдельных керновых пробах достигают 0,24–0,55 г/т, в единичных штуфных пробах до 2,2 г/т, в среднем по проявлению – 0,08 г/т [74]. Характеристика параметров рудных тел и закономерности локализации оруденения описаны ниже, в разд. «Платиноиды».

Таблица 2

Состав золота, золото-медных, золото-палладиево-медных и золото-серебряных фаз проявления Озерное, масс. %*

Минерал	Au	Ag	Cu	Pd	Te
Медистое золото (купроаурид)	58,9	5,5	17,3	2,8	–
»	61,2	6,4	18,5	3,2	–
»	55,5	2,5	29,3	1,6	–
»	49,7	–	38,2	3,8	–
Аурикуприд	44,7	8,3	41,3	–	–
»	44,3	–	54,0	2,1	–
»	39,7	1,3	53,5	6,0	2,0
Золото-палладистая медь	7,9	1,4	63,5	16,4	–
»	5,5	–	64,3	16,2	–
»	7,5	1,5	64,3	17,2	–
»	9,1	2,2	65,7	16,9	–
Золотистое серебро	14,6	80,7	1,2	1,0	–
»	15,9	83,3	0,9	–	–
Золотистое серебро (кюстелит)	34,6	62,7	0,8	–	–

Кроме того, золото (до 0,4 г/т) в связи с медносульфидным типом оруденения установлено на *проявлении Пятиреченкое* (см. разд. «Медь»). Золото, связанное с объектами меднопорфирового типа, известно на проявлениях Осеннее и Мокрый Лог (см. разд. «Медь»). По имеющимся данным [99, 102], содержания сопутствующего золота в рудах повсеместно весьма низкие, на уровне 0,01–0,02 г/т. Только в пробах из ожелезненных зон кварц-сульфидного прожилкования и кварцевых жилах в диоритах содержания составили 0,1–0,14 г/т (пробирный анализ); в двух пробах из подобных образований с сульфидной вкрапленностью – 0,08 г/т (золото-спектральный анализ). Прогнозные ресурсы золота (P₂) проявлений Осеннее и Мокрый Лог до глубины 300 м оценены в 2,6 т [79].

Золото, связанное с *(медно)-железо-скарновой формацией*, установлено на проявлении Рудная Горка 3 (см. разд. «Железо»). В пробах из магнетитовых

*Анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром фирмы Link.

руд были выявлены содержания до 5 г/т (И. Г. Перминов). Прогнозные ресурсы золота В. Е. Козыревым до глубины 300 м на проявлении по категории P₂ оценены в 10,4 т [86].

Работами ЦНИГРИ [99] на проявлении Рудная Горка 3 проведено более представительное опробование на золото, по результатам которого в большинстве проб по скарнам и магнетитовым телам содержания золота составляют (по данным золото-спектрального и пробирного анализа) от 0,05 до 2 г/т. Наибольшие содержания по типам пород и руд приведены в табл. 3. Золотосодержащие руды характеризуются также высокоаномальными содержаниями меди >0,1 % (в трети проб – 1–3 %). Высокой степенью концентрации характеризуется серебро (от 1 до 50 г/т), молибден (0,01–0,03 %), иногда ртуть (до 0,23 г/т).

Таблица 3

Содержание золота по типам руд проявления 3-я Рудная Горка [99]

Номер пробы	Тип золотоносных образований	Содержание золота, г/т
622	Сульфидно-магнетитовые руды	0,94
627		1,3
629		2,0
631-32		1,26
640		1,12
628	Сульфидизированные эпидотовые скарны	2,0
636		1,5
634	Коры выветривания по минерализованным скарнам	0,66

А. П. Прямоносным при проведении опережающих геохимических работ [102] на проявлении 3-я Рудная Горка по результатам опробования выделены две зоны золоторудных метасоматитов: Северная (мощность 80 м, содержание золота 0,48–2,64 г/т, среднее 1,34 г/т) и Южная (мощность 50 м, содержание золота 0,56–3,17 г/т, среднее 1,84 г/т) общей протяженностью по геохимическим данным 2,8 км. Прогнозные ресурсы золота категории P₂ при среднем содержании 1,34 г/т оценены в 29 т до глубины 150 м. При среднем содержании 1,5 г/т – в 12 т.

Россыпное золото. Россыпное золото в основном на уровне единичных знаковых содержаний установлено в современных аллювиальных отложениях рек Лагорта, Хойла, Левая Пайера, Бурхойла, Танью в зоне низких предгорий Малого Урала.

Наиболее устойчивый шлиховой поток (Ш-2-2) выявлен вдоль р. Танью ниже выхода из зоны предгорий при проведении ГДП-50 [82]. Длина потока – 15 км, содержания золота 11–27 мг/м³ на головках кос и бечевниках высокой поймы. Золото-спектральным анализом шлихов, отобранных из аллювия р. Танью выявлен также прерывистый поток рассеяния золота с содержаниями 0,2–0,8 г/т протяженностью 10 км. В ряде шлиховых проб здесь установлены единичные знаки золота удлиненно-пластинчатой формы размером до

0,5 мм по длинной оси. Цвет золотинок ярко-желтый, края завальцованы, поверхность шагреновая [99].

При проведении работ по ГМК-200 [73] С. К. Кузнецовым (ИГиГ КНЦ) проведены работы по изучению типоморфизма россыпного золота по двум крупнообъемным пробам (до 1 м³), отобранными на р. Левая Пайера (участок Пятиреченский) и руч. Элькошор. На уч. Пятиреченский характерно преобладание (66,7 %) мелкого золота, средний размер – 0,13 мм. Изометричные, стержневидные и пластинчатые частицы распределены поровну. Преобладает хорошоокатанное золото. На уч. Элькошор основная часть золота (50 %) лежит в интервале 0,1–0,2 мм, остальная доля зерен приходится на интервал 0,3–0,6 мм, из них 12,5 % лежит в пределах 0,5–0,58 мм. Средний размер – 0,3 мм. Преобладают частицы пластинчатой формы (50 %), остальная их часть приходится на стержневидные и изометричные зерна. Степень окатанности в основном средняя и хорошая, встречаются слабоокатанные частицы. Выделено два типа золота: серебросодержащее и медьсодержащее. Первое типично для уч. Элькошор. Концентрация золота варьирует от 77,4 до 101,3 мас. %, серебра – от 0 до 26,1 мас. %, причем серебро отсутствует в редких случаях. Наличие меди не обнаружено. Вариации пробности – от 738 до 1000%. Второе характерно для уч. Пятиреченский. Содержание золота изменяется в пределах от 73,7 до 100,3 мас. %, серебра – от 1,6 до 10,1 мас. %, меди – от 21,1 до 24,5 мас. %. Вариации пробности – от 755 до 1000%. Преобладает (42,8 %) умеренно высокопробное золото, к весьма высокопробному относится лишь 28,6 % (табл. 3).

Таким образом, очевидно, что состав россыпного золота напрямую связан с преобладающим типом коренных источников. Серебросодержащее золото, вероятно, связано с меднопофировой формацией, а медьсодержащее – с медносульфидной, по своим параметрам последнее очень похоже на золото проявления Озерное.

Платиноиды (платина, палладий, иридий, осмий, рутений). На территории листа в настоящее время установлены две платиноидные рудные формации в связи с Полярно-Уральской офиолитовой ассоциацией: платиносодержащая хромитовая и платиносодержащая титаномагнетитовая.

Первая представлена в основном кемпирсайский типом генетически и пространственно связанным с дунит-гарцбургитовым комплексом. Платиноиды кемпирсайского типа относятся к Os-Ir-Ru-платинометалльной минерализации и локализуются в собственно хромитовых рудах в виде вкрапленности мелких минералов микронной размерности: проявления Пайты (I-1-17), 2469 (I-1-20) и др. Содержания платиноидов, по данным пробирного анализа, на проявлении 2469: Pt – 0,43 г/т; Pd – 0,33 г/т; Rh < 0,04 г/т [92]. Хромитовые руды Бурхойлинского проявления (I-3-8) содержат Pt – 0,77 г/т, Ru – 0,82 г/т, Pd – 0,82 г/т. На территории листа этот тип платиноидного оруденения изучен недостаточно.

Вторая платиноидная формация – золото-платино-палладиевая, фактически новая для района (ранее условно относилась к волковскому типу [55, 15]) связана с дунит-клинопироксенит-габбровым полосчатым комплексом и отличается присутствием в своем геохимическом ряду платины и палладия. Эти

элементы мобилизуются в краевых полосчатых комплексах дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций пород под воздействием флюидных растворов, связанных с внедрением более молодых по отношению к гипербазитам габброидов, которые в данном случае и являются носителями Pt-Pd минеральной ассоциации. Рудоносные флюиды габбровых расплавов несут совместно с палладием и платиной металлы халькофилов, образующих в этих вторичных полосчатых комплексах медно-сульфидную минерализацию и благороднометалльный парагенезис с повышенным количеством золота, серебра, платины и палладия.

К этому типу на территории листа относятся проявления Озерное (I-4-1), Пятиреченское (I-2-34). Краткие сведения по платиноидам проявления Пятиреченское приведены выше, в разд. «Медь».

Проявление Озерное (I-4-1) открыто В. Г. Котельниковым при проведении ГДП-200 [55] и является типовым для района, хорошо изучено при проведении поисковых работ Ямальской горной компанией [74]. Приурочено к Дзелятышорскому клинопироксенитовому массиву. Состоит из серии рудных тел и залежей, группирующихся в рудную зону длиной более 4,2 км и объединяемых в Озерное рудное поле. На территории листа представлено своим юго-западным флангом длиной около 700 м. Ввиду важности данного типа для последующего прогноза ниже приводится его достаточно подробная характеристика по данным [74].

При проведении поисковых работ Ямальской горной компанией [74] установлено, что в пределах единого рудного поля выделяются три различных типа оруденения, далеко не всегда совмещенные в пространстве: титаномagnetитовое, медносульфидное и благороднометалльное. И только в локальных местах наложение различных природных типов руд образуют наиболее богатые комплексные золото-платино-палладиево-медные руды, которые и были выявлены при ГДП-200 и легли в основу первоначальных прогнозных оценок [55]. Поэтому сейчас нами объект рассматривается как полиформационный.

Золото-платино-палладиевое оруденение. Является наиболее значимым. Минералы благородных металлов представлены самородными образованиями Au, Ag, Pt, интерметаллидами Au, Ag и платиноидов, арсенидами, теллуридами, антимонидами и висмутидами Pt и Pd. Общий список минеральных фаз благородных металлов в рудоносных породах Дзелятышорского массива насчитывает три десятка наименований. Максимальное количество минералов благородных металлов находится в оливиновых клинопироксенитах, особенно в тех, которые метаморфически изменены. Самородные образования и интерметаллиды благородных металлов, а также сульфиды Pt и Pd ассоциируются с первичными силикатами и рудными минералами, образуя в них мелкие включения. Ввиду комплексного характера оруденения, оценка содержания и подсчет прогнозных ресурсов проводились на условный палладий.

В результате проведенных работ было выявлено 11 рудных тел. Рудные тела визуально диагностируются с трудом и достоверно устанавливаются только по данным опробования. Не подтвердились принятая в результате предыдущих работ [55, 15] концепция тесной связи медного и благороднометалльного оруденения и основанные на ней оценки прогнозных ресурсов,

прежде всего, меди. Хотя на отдельных участках минералы благородных металлов находятся в тесной ассоциации с сульфидами меди, образуя очень мелкие выделения, обнаруживающиеся при больших увеличениях под электронным микроскопом. Они представлены группой интерметаллидов в системах Au–Cu, Au–Pd–Cu и Au–Ag, а также соединениями Pd с Te, Bi и Sb.

Благороднометалльное оруденение локализовано на трех уровнях. Первый, нижний уровень, проявлен в северо-западной приконтактовой части Дзелятышорского верлит-клинопироксенитового массива с габбро. Здесь, в амфиболитизированных клинопироксенитах проявлена прожилково-вкрапленная убогая сульфидная (1–5 %) халькопирит-пирротин-пиритовая и магнетитовая (3–7 %) минерализация. Зона минерализации сопровождается повышенным суммарным содержанием благородных металлов на уровне 0,2–1,0 г/т и редко более, с вариациями средней мощности 3,4–9,0 м и Au – 0,07–0,18 г/т, Pt – 0,03–0,07 г/т, Pd – 0,34–0,48 г/т, Cu – 0,01–0,18 %, Ag – 0,01–0,33 г/т, среднего содержания условного палладия – 0,72–0,99 г/т.

Второй рудный уровень приурочен к горизонту высокооливиновых клинопироксенитов. Здесь породы в основном не содержат видимую сульфидную минерализацию. Лишь на отдельных участках наблюдается мелкая (0,1–1 мм) убогая (0,5 % редко до 1–3 %) вкрапленность борнита, халькопирита, пирротина, пирита и прожилково-вкрапленная минерализация до 5–7 % магнетита. Горизонт высокооливиновых пироксенитов сопровождается обширной (шириной до 300 м) ореольной зоной с содержанием суммы благородных металлов 0,2–0,4 г/т и более. По данным опробования здесь выявлено шесть пластообразных рудных тел с вариацией средней мощности 1,8–30,2 м и средними содержаниями Au 0,05–0,08 г/т, Pt 0,06–0,19 г/т, Pd 0,3–0,55 г/т, Cu 0,00–0,03 %, Ag 0,03–0,18 г/т, условного палладия 0,82–3,44 г/т. Рудоносные зоны первого и второго уровней непрерывно прослежены по простираению между линиями профилей на протяжении 1150 м и далее на юго-запад в отдельных профилях еще на несколько сот метров. Фланги рудных зон остались неизученными.

Третий уровень приурочен к юго-восточной эндоконтактовой части Дзелятышорского верлит-клинопироксенитового массива. Рудные тела здесь также локализованы в оливиновых клинопироксенитах. Содержания благородных металлов составляют: Au – 0,05–0,09 г/т, Pt – 0,07–0,14 г/т, Pd – 0,47–0,84 г/т, Cu – 0,01–0,03 %, Ag – 0,04–0,04 г/т, условного палладия от 0,87 до 1,69 г/т при средней мощности рудных тел 4–5 м.

Кроме того, признаки благороднометалльного оруденения установлены и к северо-западу от собственно Дзелятышорского массива, в будинированных телах кэршорского комплекса в зоне меланжа (Северо-западная рудная зона [55]). Рудная минерализация приурочена исключительно к телам дунит-верлит-клинопироксенитового ряда. Сумма благородных металлов по отдельным пересечениям достигает 0,45–0,58 г/т [74].

Прогнозные ресурсы проявления Озерное до глубины 250 м составили: золото – 1,56 т (Ср. 0,08 г/т), платина – 2,15 т (0,11 г/т), палладий – 9,29 т (0,48 г/т). Основным полезным компонентом в рудных телах является палладий. Соотношение ресурсов – Au : Pt : Pd составляет 12,0 : 16,5 : 71,5. Суммарные прогнозные ресурсы категории P₁ условного палладия оцениваются в

22,37 т (Ср. 1,15 г/т), что отвечает параметрам среднего месторождения. По категории P_2 прогнозные ресурсы палладия оценены до глубины 500 м в 36 т с прогнозируемым средним содержанием 4,1 г/т.

Технологические свойства руд изучены по одной пробе и не привели к получению приемлемой технологии извлечения благородных металлов из-за микроскопического характера их выделений [74].

На территории собственно листа Q-41-XVII основные рудные зоны проявления выклиниваются. В канавах и единичными буровыми скважинами вскрыты маломощные рудные зоны с содержанием суммы золота, платины и палладия 0,2–0,39 г/т [74]. В подсчет вышеприведенных прогнозных ресурсов они не включались.

Медносulfидное оруденение. Ранее на проявлении предполагался единый Au-Pt-Pd-Cu (волковский) тип оруденения, в связи с чем, прогнозные ресурсы Озерного рудного поля в отношении меди оценивались весьма высоко, на уровне крупного объекта – 997 тыс. т. по категории P_2 [15]. При проведении поисковых работ [74] установлено, что золото-платино-палладиевое и медносulfидное оруденение часто разобщены в пространстве (хотя в меднорудных телах платина, палладий и золото всегда присутствуют) и, кроме того, сама медная минерализация неоднородна и подразделяется на три типа. Первый развит в оливиновых клинопироксенитах в виде мелкой (0,1–2 мм) рассеянной вкрапленности и тонких коротких прожилков (до 1–2 мм) халькопирита, реже борнита, в диопсиде и оливине. В шлифах обнаруживаются тонкие прорастания халькопирита в борните. Среднее содержание Cu – 0,4 %, Au – 0,26 г/т. Второй связан с зонами высокотемпературных гидротермальных изменений (амфиболизация, серпентинизация, эпидотизация), развитых на контакте клинопироксенитов с габбро и в обрамлении полевошпатовых (анортзитовых) штокверковых зон. Здесь проявлена рассеянная вкрапленность (до 1–3 мм) и редкие прожилки до 1 см пирита, пирротина, халькопирита. Среднее содержанием Cu – 0,43 %, Au – 0,09 %. Третий – приурочен к зонам тектонической трещиноватости (азимут простирания 330–350° и 70–90°, падение крутое до субвертикального). Породы серпентинизированы, часто наблюдаются зеркала скольжения с пленками пирита; на отдельных участках развиты прожилки халькопирита. Среднее содержание Cu – 0,31 %, Au – 0,02–0,03 г/т. На поверхности вдоль зон трещиноватости сульфиды окислены до образования пленок медной зелени и сини. Зона окисления, обогащенная медью, развита до глубины 10–20 м. Содержание меди здесь составляет 0,3–0,4 %.

Всего в пределах Озерного рудного поля выявлено 10 меднорудных тел со средней мощностью от 3,0 до 29,1 м при протяженности первые десятки и сотни метров при среднем содержании меди от 0,15 до 0,42 %. Средние содержания в меднорудных телах по Озерному полю в целом составили: Cu – 0,307 %, Pd – 0,223, Pt – 0,063, Au – 0,08, Ag – 0,523 г/т. Прогнозные ресурсы меднорудных тел по категории P_1 до глубины 150 м оценены по итогам поисковых работ в количестве 6,1 тыс. т меди, 0,159 т золота, 0,124 т платины, 0,442 т палладия и 1,034 т серебра [74].

Титаномагнетитовое оруденение вкрапленного типа локализуется в виде линейных зон северо-восточного простирания с параметрами 30–100 × 150–1200 м. Рудные зоны фиксируются аномалиями ΔT величиной 2000–6000 нТл

и более. По данным микрозондового анализа, оруденение в пироксенитах представлено ванадиевым магнетитом и ванадиевым титаномагнетитом (TiO_2 – 2,17–7,23 %, V_2O_5 – 1,34–1,59 %); В своем распределении он стремится к образованию сидеронитовой структуры. Отмечается присутствие халькопирита, пирита, пирротина, участками интенсивно развита по тонким трещинам медная зелень. В рудном концентрате содержание полезных компонентов: Fe_2O_3 – 68,4 %; FeO – 22,92 %, TiO_2 – 2,16 %; V_2O_5 – 0,76 %, платина – 0,043 г/т, палладий – 0,15 г/т. Аномальные поля ΔT (2000–6000 нТл и более) в примыкающих с юго-востока к пироксенитам габброидах свидетельствуют о наличии в них оруденения, близкого по качеству к оруденению в пироксенитах. По результатам поисковых горных и буровых работ, выполненных Ямальской горной компанией [74], параметры титаномагнетитового оруденения на проявлении Озерное (Дзелятышорское), в отличие от предшествующих оценок [82, 55, 15] достаточно скромные. Установленные мощности рудных тел от 3,1 до 11,9 м, при протяженности первые сотни метров. Уточненные прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ до глубины 250 м железных руд составляют 6,2 млн т (среднее содержание железа магнетитового – 10,2–11,5 %, железа общего – 17,7–19,1 %) отвечают параметрам весьма мелкого месторождения, поэтому объект не представляет практического интереса как железорудный объект, даже в варианте попутной добычи [74].

Платина россыпная установлена в единичной пробе из приустьевой части руч. Элькошор [99] где, наряду с золотом, выявлено шесть зерен стально-серого цвета, округлой, удлиненно-пластинчатой формы, размером 0,1–0,3 мм. Микрозондом (табл. 4) минерал определен как иридиевая платина с обогащенным иридием поверхностным слоем.

Таблица 4

Результаты микрозондовых исследований зерен платины [99]

Образцы (т-ки анализа)	Атомные концентрации элементов, %				
	Ir	Pt	Si	C	O
Зерно 1 (1)	12		3,6	65,3	19,1
Зерно 1 (2)	8,4	53,4		27,7	10,6
Зерно 2 (1)	21	2,1	6,6	35,9	34,3
Зерно 2 (2)	20,5	7,2	5,5	37,6	29,2

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Германий. Мезозойские германиеносные бурые угли выявлены в юго-восточной части площади в бассейне р. Танью буровыми скважинами X-200 и X-201 (Кучерина, 1991ф). Наиболее высокие содержания германия обнаружены в углях спектральным анализом золы (см. табл. 5). Кроме того, германий на уровне кларковых содержаний присутствует по всему мезозойскому

разрезу. Наблюдается прямая корреляционная зависимость между германием, молибденом (до 0,005–0,01 %) и ванадием (до 0,1 % и более), что объясняется гидрогенной миграцией этих элементов и сорбционными свойствами углей.

Таблица 5

Максимальные содержания германия (г/т) в углях (по данным спектрального анализа)

Свита	В угле X-200	В золе X-200	В угле X-201	В золе X-201	Во вмещающих песчаниках
Маурьинская	42	50	8	10	3
Ятринская	34	100	–	–	–

Германий в бурых углях характеризуется неравномерным распределением. Его концентрации не обнаруживают отчетливых корреляционных связей с типом углей и мощностью угленосных пластов.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На территории листа выявлено четыре проявления поделочных камней: Ленокчепельское (I-1-1), Круглое (I-1-2), Правопайерское (I-1-34), Левопайерское (I-2-35).

Жадит. Проявление Ленокчепельское. На субширотно-ориентированном участке размером 950 × 800 м выявлено более 30 альбит-жадеититовых развалов, 13 жил, вскрытых в коренном залегании открытыми горными выработками, и две жилы, не выходящие на дневную поверхность, подсечены подземными горными выработками и скважинами. В пределах участка коренные выходы (жилы) сгруппированы в три субпараллельные зоны северо-восточного простирания. Северная зона – жилы № 7 и 28. Центральная зона – жилы № 4, 5, 6, 8, 8-бис, 36, 49 и развалы № 31, 32, 41, 42, 43, 44, 117, 119. Южная зона – жилы № 9, 113, 114, 116 и развалы № 37, 38, 115, 120. Простирание альбит-жадеититовых жил северо-восточное, падение северо-западное крутое (углы до 70–80°). Форма тел плитообразная, жилообразная. Длина по простиранию – от первых метров до 80,5 м, по падению – от 15 до 45 м, мощность – от 0,4 до 10 м. Практически для всех жил участка характерно блоковое строение. Блоки (будины) имеют округлую овальную форму, контактируя через флогопитовые и флогопит-антигоритовые оторочки. Размер блоков варьирует от 0,2 до 3,0 м. Контакты жил с вмещающими их черными скрытокристаллическими серпентинитами четкие, но неровные, заливообразные, бугристые. Серпентиниты в приконтактной части милонитизированы, носят следы тектонических подвижек.

Проявление Круглое расположено на левом берегу руч. Левый Кечпель, на северном склоне горы Круглая (в 800 м к западу от месторождения жадеити-

тов Кечпельское) на площади 450×400 м выявлено четыре альбит-жадеититовых развала. Протяженность развалов – до 400 м, ширина – до 10–90 м. Состав развалов преимущественно жадеититовый. Качество сырья ниже по сравнению с другими участками Кечпельской жадеититоносной полосы.

Родингит. Проявление Левопайерское расположено в правом берегу уреза воды нижнего течения р. Левая Пайера [82]. Серия даек габбро и диабазов, пронизывающих дунит-верлит-клинопироксенитовую зону в габброидах Кэршорского комплекса. Дуниты и верлиты превращены в серпентиниты, а дайки габбро и диабазов часто в значительной мере родингитизированы. Родингиты двух типов: 1) в виде плотного мелкозернистого агрегата зерен граната, везувиана с общей желтоватой, розоватой, сероватой окраской; 2) в виде пегматоидной породы, состоящей из желтовато-зеленого везувиана (выделения до 1–3 см), бледно-розового граната, близкого к гроссуляру (выделения до 1,3 см), бледно-зеленого клинопироксена (кристаллы до 3–7 см) и цементирующей темно-зеленой хлорит-серпентинитовой массой.

Вебстерит. Проявление Правопайерское находится в верховья р. Правая Пайера [82]. Серия дайкообразных тел вебстеритов в экзоконтактной зоне крупного дунитового тела распространена на площади 500×1000 м. Дайки северо-восточного простирания. Мощность – до 1,5–2,0 м, протяженность до 20–30 м. Вебстериты как с зеленым полупрозрачным, так и с темным непрозрачным клинопироксеном. Порода среднезернистая, среднекрупнозернистая, массивная. Зеленые вебстериты – перспективный поделочный, ювелирно-поделочный материал. Проявление слабо изучено. Необходимы уточнение декоративно-технологических характеристик камня, а также специализированное опоскование участка.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа Q-41-XVII в расположена в пределах Урало-Новоземельского минерагенического пояса и Западно-Сибирской минерагенической провинции, граница между которыми на современном эрозионном срезе проводится по границе платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

Уральская провинция представлена Райизско-Войкарской титан-медь-хромитовой минерагенической зоной (I), входящей в состав Тагило-Магнитогорской минерагенической мегазоны.

Райизско-Войкарская титан-медь-хромитовая минерагеническая зона (1 Cr, Cu, Ti/O₁-D₃) выделяется в контурах Войкарской СФЗ. Все оруденение района имеет преимущественно магматический или магматогенно-метасоматический генезис, поэтому возраст рудообразования в пределах зоны прямо коррелируется с возрастом рудогенерирующих магматических комплексов. В составе Райизско-Войкарской МЗ зоны выделяются *Войкаро-Сынинский хромитовый рудный район* (1.1 Cr/O₂) с промышленным хромитовым оруденением, генетически связанным с гипербазитами райизско-войкарского комплекса, *Кэршорская золото-платино-медная рудоносная зона* (1.2 Cu, Au, Pt/O₃-S₁) в контурах расслоенного дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового кэршорского комплекса, с которым связаны железорудная титаномагнетитовая и платино-золото-палладиево-меднорудная минерализации.

Малоуральский железо-молибден-меднорудный район (1.3. Cu, Mo, Fe/S₁-D₃), который соответствует области развития Малоуральской вулканоплутонической ассоциации. Для района характерны скарно-магнетитовое (с золотом), медно-молибден-порфировое (также с золотом) и, предположительно, золото-кварц-сульфидное оруденение. Все вышеперечисленные минерагенические подразделения представлены на листе частично.

Войкаро-Сынинский хромитовый рудный район (1.1 Cr/O₂) полностью охватывает Войкаро-Сынинский массив альпинотипных ультрамафитов. В пределах массива выделяются крупные тектонические блоки с различным уровнем эрозионного среза, разделенные региональными тектоническими нарушениями, прослеженными по данным гравиразведки. Территория листа Q-41-XVII относится к самому северному (Лагортинско-Пайерскому блоку), который отличается промежуточным уровнем эрозионного среза и вмещает рудные поля, как с высокохромистыми, так и с глиноземистыми рудами.

Юго-восточное обрамление блока сложено образованиями кэршорского комплекса, контролирующими оруденение платино-золото-палладиево-медной формации.

Интерпретация геофизических материалов показывает, что на Полярном Урале глубинным частям массивов соответствуют интенсивные аномалии гравитационного поля в редукции Буге, аномалии вертикального градиента гравитационного поля, а также аномалии гравитационного поля, создаваемого «точечными» источниками, залегающими в интервале глубин от 0 до 3 км и, в меньшей степени, аномалии гравитационного поля, создаваемые «точечными» источниками, залегающими в интервале глубин от 0 до 11 км (последний метод трансформации гравитационного поля разработан в ВИРГРУД-ГЕОФИЗИКА). На территории листа располагается одна из таких комплексных аномалий, приуроченная к Лагортинско-Пайерскому блоку.

Положение проекции глубоко погруженной части блока* на поверхность может быть определено по геофизическим данным, так как она отличается, по всей видимости, минимальной степенью серпентинизации или ее полным отсутствием и соответственно максимальной плотностью (3 г/см^3 и более), что было непосредственно установлено (подтверждено сейсморазведкой, а затем бурением) на Кемпирсайском массиве. Рудоконтролирующая роль таких аномалий подтверждена статистическими расчетами.

Особенностью аномалии, приуроченной к Лагортинско-Пайерскому блоку, как и других подобных аномалий в пределах Войкаро-Сынинского массива, является смещение эпицентра аномалии, фиксирующей положение глубинных частей массива в сторону его юго-восточного контакта и частично за его пределы, что обусловлено падением массива на юго-восток. Отмечается также тенденция к локализации более высокохромистых руд ближе к северо-западному борту Лагортинско-Пайерского блока.

Приведенные закономерности в процессе работ использовались в качестве среднemasштабных критериев прогнозирования.

Локальные критерии прогнозирования хромитового оруденения применительно к Войкаро-Сынинскому массиву наиболее полно разработаны Б. В. Перевозчиковым [32], А. М. Овечкиным [92], В. Г. Котельниковым [55] и приводятся ниже с некоторыми дополнениями.

Среди локальных минерагенических факторов I рода, контролирующих хромитовое оруденение, – магматический, тектонический и метаморфический.

В соответствии с первым – хромитовое оруденение приурочено к апофизам крупных дунитовых тел. В крупных силлообразных дунитовых телах оно локализуется в их прикровельной части (если поверить в существование дунитового расплава с плотностью 3,0–3,6 и всплывании в нем хромита с плотностью 4,2–5,1). Кроме того, этот фактор дает возможность прогнозировать масштабы хромитоносности полей гарцбургитов с дунитовыми телами, в частности чем больше размер и количество дунитовых тел, тем она выше.

В соответствии со вторым, хромитовое оруденение сопровождается тектонические линейные зоны, обогащенные жилоподобными, шпирово-полосчаты-

* Стронниками интрузивной природы массивов ультарамафитов подобные участки рассматриваются в качестве корневых частей массивов.

ми и малыми телами дунитов в крупных дунитовых массивах или полях гарцбургитов, обогащенных дунитами. Признаком рудоконтролирующих разломов являются также тела вебстеритов и дайки основных пород, что подтверждено статистическими расчетами.

Третий фактор значительно влияет на качество хромитовой руды. При ее метаморфизме (слабой и средней степени) происходит обогащение хромшпинелидов хромом за счет выноса Al и Mg. Особенно это заметно при метаморфизме глиноземистых руд, низкохромистые переходят в среднехромистые, а те в свою очередь – в высокохромистые. При метаморфизме высокой степени происходит вынос Cr, что значительно ухудшает качество руды.

К прямым поисковым признакам хромитового оруденения относятся: широкое распространение на территории Войкарской зоны месторождений, проявлений и ПМ данного вида, а также элювиально-делювиальных развалов хромитов.

К косвенным признакам относятся следующие:

- наличие геофизических аномалий – по отношению к вмещающим гипербазитам хромитовое оруденение имеет повышенную плотность и пониженную магнитную восприимчивость (при прогнозировании слепого оруденения необходимо учитывать, что надрудные зоны хромитовых залежей могут создавать положительные магнитные аномалии за счет развития полей антигоритовых серпентинитов и, кроме того, апикальные части хромитовых залежей могут характеризоваться повышенной магнитной восприимчивостью);

- присутствие на территории светло-зеленых дунитов, обычно локализуемых на границе с хромитовым оруденением, говорит о близком расположении рудных тел;

- наличие зон сульфидной минерализации (обычно находятся на расстоянии десятков метров от богатых хромитовых тел, но могут быть связаны и с другими объектами) [55].

В соответствии с вышеизложенным, в контурах Лагортинско-Пайерского блока выделяется Хойлинско-Пайерский хромитовый рудный узел.

Хойлинско-Пайерский хромитовый рудный узел (1.1.1 Cr) на территории листа представлен частями трех рудных полей – Кечпельского (преобладают металлургические руды), Лекхойлинско-Левопайерского и потенциального Верхнехойлинского (преобладают огнеупорные руды).

Прогнозные ресурсы хромитовых руд данных полей, в том числе запасы категории С₂ отдельных проявлений оценены в ходе детальных поисковых работ, которые сопровождались горными работами и бурением [92, 32]. Сведения о прогнозных ресурсах хромовых руд в пределах листа приведены в табл. 6 на основе материалов Б. В. Перевозчикова [94, 78], сводные данные – в приложениях 2 и 3.

Дальнейший прирост ресурсов хромитов по территории листа, по нашему мнению, исчерпан. Для оценки прироста по категории Р₃, учитывая высокую изученность основных рудных полей в пределах листа Q-41-XVII, также нет оснований.

По анализам, выполненным по единичным пробам, большинство проявлений как высокохромистых, так и глиноземистых хромовых руд содержат в том или ином количестве попутные платиноиды. Однако в перспективе прак-

тическое значение могут иметь только платиноиды кемпирсайского типа, содержащиеся в богатых рудах высокохромистого типа, пригодных для металлургической переработки. Согласно оценкам Д. А. Додина и др. [17], на основе материалов по массиву Рай-Из при переработке промышленных высокохромистых руд из альпинотипных ультрамафитов на каждые 100 000 т руды может быть попутно извлечено 50–100 кг платиноидов, преимущественно тугоплавких (Os, Ir и др.).

Таблица 6

**Прогнозные ресурсы хромовых руд рудных полей Хойлинско-Пайерского рудного узла*
по Б. В. Перевозчикову [94]**

Хромовые руды		Запасы и ресурсы (тыс. т) по категориям			
Тип	Класс	C ₂	P ₁	P ₂	Итого
Кечпельское РП					
Глиноземистый	Бедные руды	–	112	–	112
	Богатые руды	–	41	4600	4641
<i>Итого глиноземистых руд</i>			<i>153</i>	<i>4600</i>	<i>4753</i>
Высокохромистый	Смешанные бедные и богатые	500	1000	6000	7500
	Богатые руды	–	200	10 488	10 688
<i>Итого высокохромистых руд</i>		<i>500</i>	<i>1200</i>	<i>16 488</i>	<i>18 188</i>
Всего хромовых руд		500	1353	21 088	22 941
Верхнехойлинское РП					
Глиноземистый	Бедные руды			1500	1500
	Богатые руды			14 200	14 200
<i>Итого глиноземистых руд</i>				<i>15 700</i>	<i>15 700</i>
Высокохромистый	Бедные руды			1000	1000
Всего хромовых руд				16 700	16 700
Лекхойлинско-Левопайерское РП					
Глиноземистый	Богатые руды	240	4500	12 300	17 040
Всего хромовых руд		240	4500	12 300	17 040

Основываясь на этих данных, нами произведена оценка прогнозных ресурсов по категории P₃ попутных платиноидов в богатых рудах высокохромистого типа Кечпельского рудного поля. Однако необходимо понимать, что эти ресурсы могут рассматриваться лишь как потенциальный объект попут-

* Прогнозные ресурсы по всем рудным полям даны на территорию листа Q-41-XVII, с учетом ресурсов конкретных проявлений.

ного извлечения при переработке хромитовых руд, при условии, что будет разработана промышленная технология их рентабельного извлечения. Исследования в этом направлении проводятся и имеются обнадеживающие результаты.

При расчете прогнозных ресурсов платиноидов Кечпельского РП учитывались только запасы (C_2) и прогнозны ресурсы богатых и смешанных высокохромистых руд, оцененные по категориям P_1 и P_2 . Среднее содержание платиноидов принималось равным 75 кг на 100 000 т руды. Суммарные ресурсы высокохромистых руд по Кечпельскому РП в пределах листа Q-41-XVII составляют 18 188 тыс. т (табл. 6).

В итоге прогнозны ресурсы тугоплавких платиноидов (Os, Ir и др.) составят:

$$(18\ 188/100) \times 0,075 \text{ т} = 13,6 \text{ т}$$

Кэршорская платино-золото-медная рудоносная зона ($1.2 \text{ Cu, Pt, Au/O}_3\text{-S}_1$), с оруденением платино-золото-палладиево-медной формации, пространственно совпадает с областью распространения образований кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Характеризуется титаномагнетитовой минерализацией, локализованной в габброидах, гидротермально-метасоматической сульфидной (преимущественно медной) минерализацией в клинопироксенитах, верлитах, измененных габбро, сопровождающейся повышенными содержаниями золота, платины и палладия и самостоятельным благороднометалльным золото-платино-палладиевым оруденением.

Титаномагнетитовое оруденение сосредоточено в образованиях кэршорского комплекса и в основном контролируется контактом между пироксенитами и габброидами (габбро, габброноритами), залегая преимущественно в последних. Сопровождается локальными магнитными аномалиями интенсивностью от сотен до тысяч нТл. Пространственно тесно связано с медным и благороднометалльным оруденением (Au, Pt, Pd) золото-платино-палладиево-медной формации. Перспективы титаномагнетитового оруденения на железо представляются низкими по следующим причинам:

- 1) по приведенным выше результатам поисковых горных и буровых работ на самом значимом проявлении Озерное (Дзелятышорское);
- 2) в силу низкой интенсивности магнитных аномалий, сопровождающих проявления руд рассматриваемого типа;
- 3) в силу низких содержаний железа.

Прогнозные ресурсы железных руд на проявлении Дзелятышорское до глубины 300 м ранее были оценены по категории P_1 в количестве 534 млн т и по категории P_2 – 500 млн т (1034 млн т по категориям $P_1 + P_2$) [84]. Уточненные прогнозны ресурсы категорий $P_1 + P_2$ до глубины 250 м железных руд составляют 6,2 млн т (среднее содержание железа магнетитового – 10,2–11,5 %, железа общего – 17,7–19,1 %) [74], что соответствует рангу крайне мелкого, заведомо забалансового месторождения.

Учитывая существенно магнетитовый состав железорудных проявлений (содержания титана в рудах не превышают 0,15 %), даже мелкие месторождения с запасами (в первые десятки миллионов тонн руды), по опыту работ в других регионах, должны создавать магнитные аномалии, превышающие

100 000 гамм. Такие аномалии на площади развития кэршорского комплекса в пределах района работ отсутствуют, вследствие чего перспективы площади развития кэршорского комплекса на этот вид оруденения, несмотря на большое количество учтенных магнитных аномалий, представляются весьма низкими. Поэтому оценка прогнозных ресурсов данного типа нами не проводилась.

Значительно больший интерес представляют титаномагнетитовые проявления и аномалии в качестве поискового признака на медное и благородно-металльное оруденение *платина-палладиево-золото-медной формации* (типа проявления Озерное).

Перспективность этой рудной формации определяется ее комплексным характером (Cu, Pt, Pd, Au, Ag, Co, V, Ti, Fe) и наличием перспективных объектов, как на площади листа Q-41-XVII, так и на сопредельных площадях (проявления Озерное, Пятиреченское, Труба-Ю, Пайтывис, Изшорское) [74, 55, 15].

Результаты комплексных исследований (площадные геологические, геофизические и геохимические работы, проходка горных выработок и скважин, детальное изучение вещественного состава пород и руд), проведенных в пределах Озерно-Пятиреченской площади [74] свидетельствуют о первично-магматическом накоплении полезных компонентов как магнетитового, так и сульфидного (медного, золотого и платино-палладиевого) оруденения с последующей их мобилизацией и концентрированием гидротермальными растворами.

Проведенная нами статистическая обработка позволила установить наличие в пределах рудных узлов рассматриваемого типа четырех ассоциаций рудных элементов: FeCu,Au(Ag) – Fe,МПГ,Au(Ag) – МПГ,Au(Ag) – МПГ(Au) – МПГ.

Последние две ассоциации имеют подчиненное значение.

По результатам неформального анализа геологических, геофизических и геохимических данных, вертикальная зональность в распределении рассматриваемых ассоциаций выражается в возрастании (сверху вниз) относительной роли МПГ и снижении роли Cu и в особенности Fe, концентрации которого максимальны в габброидах кэршорского комплекса и могут рассматриваться в качестве надрудного индикатора наличия оруденения платино-золото-палладиево-медной формации.

Наиболее реальные перспективы в пределах рассматриваемой площади существуют в отношении металлов платиновой группы (МПГ) и золота. МПГ представлены платиной и преобладающим палладием.

По результатам статистической обработки нами выявлены геологические и геофизические признаки наличия разрывных нарушений, значимо коррелированные с участками, содержащими рудную минерализацию рассматриваемых типов – жильные тела основных пород, линеаментные зоны гравитационного и магнитного полей, зоны повышенных градиентов гравитационного поля. Также установлено наличие значимой корреляции участков (прогноз-

* Вычисления производились с помощью программ пакета «ПРОТЕЙ» [101]. Для приводимых выводов учитывались только результаты, отвечающие уровню значимости 0,05 (уровень надежности $\geq 95\%$).

ных ячеек), содержащих рудную минерализацию рассматриваемых типов, с локальными магнитными аномалиями. Последнее может быть обусловлено наличием в составе рудных ассоциаций магнетитовой или титаномагнетитовой минерализации, а также магнитного пирротина. К прямым поисковым признакам оруденения относятся: проявления данного типа, пункты минерализации железа, меди, золота, а также геохимические аномалии Cu, Au, Pt, Pd, Sc.

В пределах листа Q-41-XVII расположена северо-восточная часть Кэршорской золото-платино-медной рудоносной зоны с золото-платино-палладий-меднорудными полями Озерное (1.2.0.1) и Пятиреченское (1.2.1.1), которые ранее объединялись в составе Пятиреченского платино-золото-палладиево-меднорудного узла [15]. А. П. Прямоносным [102] в пределах Кэршорской рудоносной зоны выден также потенциальный Малохараматолоуский железо-золото-меднорудный узел, охватывающий район проявлений титано-магнетитовых руд Аномальное и 2-я Рудная Горка. Ввиду отрицательной прогнозной оценки [102] на титано-магнетитовое и медное оруденение и незначительные ресурсы золота (около 3 т по категории P₃), как элемент минерагенического районирования Малохараматолоуский рудный узел нами не выделяется. Однако с учетом совмещенных геохимических ореолов меди, цинка, золота (I-1-5) и присутствия в ПМ (I-4-4) вместе с золотом палладия (Au – 2,88 г/т, Pd – 0,24 г/т) район проявления Аномальное может представлять интерес на поиски золото-платино-палладиевого оруденения типа Озерного.

Пятиреченский золото-палладий-меднорудный узел (1.2.1 Cu,Pd,Au).

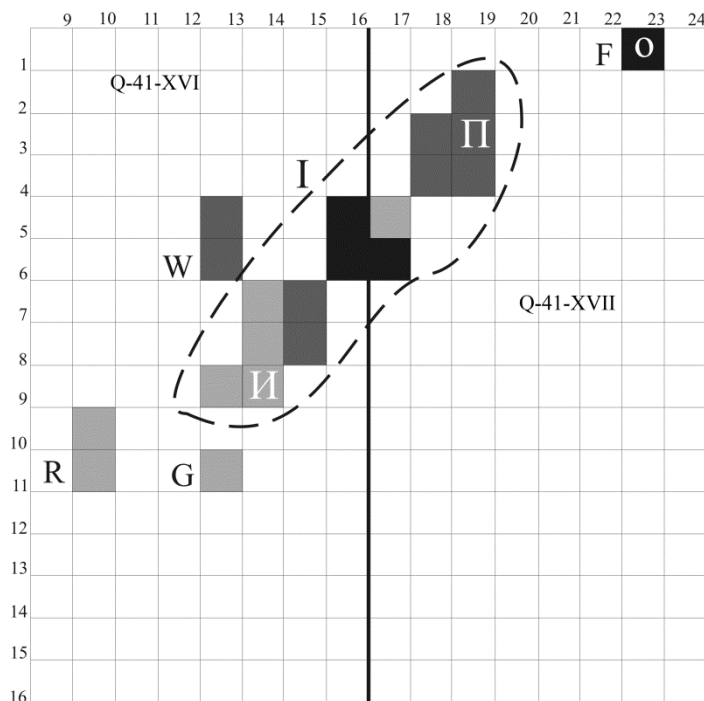
По результатам компьютерного прогнозирования с применением программного комплекса ПРОТЕЙ* установлены вероятные площади преимущественного развития оруденения золото-медной ассоциации и золото-платиноидной, а также площади их совместного развития (без признаков очевидного преобладания той или иной ассоциации), что позволило скорректировать границы Пятиреченского рудного узла. Из него исключено Озерное медь-золото-платина-палладиевое рудное поле, которое рассматривается нами в настоящее время как самостоятельный объект, расположенный вне площади данного рудного узла. При этом увеличена площадь Пятиреченского узла в юго-восточном направлении (рис. 16) за счет включения района проявления Изшорское (лист Q-41-XVI).

При оценке прогнозных ресурсов благороднометалльного оруденения в качестве эталонных использовались данные по Озерному проявлению. Прогнозные ресурсы** проявления Озерное по благородным металлам составляют по категории P₁ до глубины 250 м: золото – 1,56 т (Сср. 0,08 г/т), платина –

* Программный комплекс «ПРОТЕЙ» разработан в отделе Госгеолкарт и методики поисково-съемочных работ ВСЕГЕИ [101].

** **Прим. науч. редактора.** Необходимо отметить, что ресурсы, отнесенные вышеуказанными авторами к категории P₁, с учетом выполненных объемов буровых и горных работ (пройдено 12 параллельных разведочных линий) и принятой методики подсчета (ограниченная экстраполяция по простиранию и на глубину от пройденных разведочных линий), фактически являются запасами категории C₂, а ресурсы категории P₂, которые наращивают рудные тела на глубину и флангах, отвечают по смыслу категории P₁.

2,15 т (0,11 г/т), палладий – 9,29 т (0,48 г/т). Основным полезным компонентом в рудных телах является палладий (соотношение ресурсов золото : платина : палладий составляет 12,0 : 16,5 : 71,5). По категории P_2 до глубины 500 м оценены прогнозные ресурсы палладия – 36 т со средним содержанием 4,1 г/т [74]. Прогнозные ресурсы меди, ранее оцененные по категории P_2 в 996,8 тыс. т при среднем содержании 0,51 % [55], по результатам буровых и горных работ, в настоящее время определены по категории P_1 до глубины 150 м в количестве 6,1 тыс. т меди (среднее содержание в отдельных рудных телах 0,15–0,42 %) [74].



Условные обозначения



Рис. 16. Результат распознавания рудных объектов платино-палладий-золото-медной формации (листы Q-41-XVI, XVII).

I – прогнозные ячейки с образованиями кэршорского комплекса и прогнозируемым оруденением 1-й рудной ассоциации (Cu, Au), *2* – прогнозные ячейки с образованиями кэршорского комплекса и прогнозируемым оруденением 2-й рудной ассоциации (Pd, Pt, Au), *3* – прогнозные ячейки с образованиями кэршорского комплекса и прогнозируемым оруденением 1-й и 2-й рудной ассоциации (Cu, Au и Pd, Pt, Au), *4* – уточненный контур Пятиреченского золото-палладий-меднорудного узла. *II* – Изшорское проявление, *II* – Пятиреченское проявление, *O* – Озерное проявление. *I* – Пятиреченский рудный узел. Рудные поля вне рудных узлов: *F* – Озерное, *W* – Лагортагартское, *R* – Пагинское, *G* – Лабахэйское.

За основу оценки прогнозных ресурсов Пятиреченского рудного узла на благороднометалльное оруденение принята площадная продуктивность рудоконтролирующих пироксенитов кэршорского комплекса, полученная путем деления прогнозных ресурсов категории P_1 благородных металлов на площадь Дзелятышорского клинопироксенитового массива ($4,6 \text{ км}^2$), контролирующего платиновое, палладиевое и золотое оруденение в пределах проявления Озерное (основная часть которого находится на листе Q-41-XI). Полученная продуктивность (q) рудоконтролирующих клинопироксенитов составляет: для золота – $1,56 \text{ т}/4,6 \text{ км}^2 = 0,34 \text{ т}/\text{км}^2$, для платины $2,15/4,6 \text{ км}^2 = 0,47 \text{ т}/\text{км}^2$, для палладия – $9,29 \text{ т}/4,6 \text{ км}^2 = 2,01 \text{ т}/\text{км}^2$.

При определении прогнозных ресурсов вычисленная оценка продуктивности умножалась на площадь рудоконтролирующих пироксенитов и на коэффициент $k = 0,7$, учитывающий неполную аналогию геологической обстановки на рудопроявлении Озерное и на оцениваемой площади, а также на коэффициент $k_1 = 1,2$, учитывающий, что оценка прогнозных ресурсов на рудопроявлении проводилась до глубины 250 м, а проводимая нами оценка прогнозных ресурсов категории P_3 – до глубины 300 м.

Площадь рудоконтролирующих пироксенитов (S) оцениваемого Пятиреченского рудного узла определялась по геологической карте листа Q-41-XVII масштаба 1 : 200 000, составленной в процессе ГМК-200, и равна $8,6 \text{ км}^2$. Вычисления прогнозных ресурсов производились по формуле: $Q = S \times q \times k \times k_1$

Вычисленные прогнозные ресурсы категории P_3 площади Пятиреченского рудного узла на площади листа Q-41-XVII: платины – 3,4 т, палладия – 14,5 т, золота – 2,5 т.

При оценке прогнозных ресурсов Пятиреченского рудного узла на медь в качестве эталонной площади рассматривалась площадь прогнозной ячейки, включающей Пятиреченское проявление меди, прогнозные ресурсы которого по категории P_2 составляют 153 тыс. т [84]. Оценка прогнозных ресурсов меди Пятиреченского рудного узла производилась путем перемножения этой величины на количество равновеликих эталонных (25 км^2) прогнозных ячеек, распознанных как потенциально рудоносные, и на коэффициент 0,3, учитывающий неполноту аналогии между эталонной площадью и оцениваемой. Низкое значение этого коэффициента обусловлено большим разбросом меденосности локальных площадей в пределах массива (высокой степенью зависимости меденосности площадей от особенностей их геологического строения). Вычисленные значения прогнозных ресурсов меди категории P_3 площади Пятиреченского рудного узла за пределами эталонной площади в пределах листа Q-41-XVII – 367,2 тыс. т.

Озерное медь-золото-платино-палладиевое рудное поле (1.2.0.1) представлено на территории листа своей юго-западной частью и включает юго-западный фланг Дзелятышорского клинопироксенитового массива и Пайташорский дунит-верлит-клинопироксенитовый массив. Основные рудные зоны проявления Озерное находятся севернее за пределами листа. Пайташорский массив по структурной позиции аналогичен Дзелятышорскому, но отличается меньшим уровнем эрозионного среза. К юго-востоку от него расположена локальная гравиметрическая аномалия Путырьёган (1-4-15), связываемая с вероятной зоной развития титаномагнетитовых руд или, что более

вероятно, отражающая погружение массива под гранитоиды собского комплекса.

В результате опережающих литохимических поисков [102] на Пайташорском массиве выявлены литохимические аномалии меди, свинца и серебра, аналогичные району проявления Озерное, что позволяет достаточно уверенно прогнозировать здесь развитие золото-платина-палладиевого орудения.

Ожидаемый прирост прогнозных ресурсов Озерного рудного поля к югу от эталонного проявления Озерное оценен нами (аналогично Пятиреченскому узлу) исходя из площади (0,95 км²) потенциально продуктивных клинопироксенитов Пайташорского массива по категории P₃ до глубины 300 м: по платине – 0,38 т, по палладию – 1,6 т, по золоту – 0,27 т.

Оценка на медь не проводилась ввиду незначительности ресурсов меди на самом проявлении Озерное.

Малоуральский железо-молибден-меднорудный район потенциальный (1.3 Cu, Mo, Fe/S₁-D₃) на площади листа Q-41-XVII представлен северо-восточной, наиболее перспективной частью, включающей западный фланг Конгорского золото-медно-железорудного узла потенциального (1.3.1) и северо-восточную часть Таньюского железо-молибден-меднорудного узла потенциального (1.3.2) с золото-молибден-меднорудными потенциальными полями – Элькошорским (1.3.2.1) и Манюкуюским (1.3.2.2) медно-порфировой с золотом рудной формации.

Конгорский золото-медно-железорудный узел потенциальный (1.3.1 Fe, Cu, Au) представлен на площади листа юго-западным окончанием и выделяется здесь в контурах развития собского комплекса. Минерагеническую специализацию узла определяют скарново-магнетитовое проявление 1-я Рудная Горка, проявления меди и золота, которые находятся к востоку от территории листа. Попадающая на площадь листа часть узла слабо обнажена и не несет прямых признаков полезных ископаемых. Поэтому прогнозные ресурсы в пределах узла не оценивались.

Таньюский железо-молибден-меднорудный узел потенциальный (1.3.2 Cu, Mo, Fe) контролируется областью повышенной мощности вулканогенно-осадочных отложений Малоуральского позднесилурийско-девонского вулканоплутонического пояса – Варчатинско-Таньюским осадочно-вулканогенным прогибом. В пределах прогиба, вертикальная мощность вулканогенно-осадочных отложений, по геологическим и геофизическим данным, составляет ориентировочно более 3 км. Вулканогенная составляющая преимущественно основного-среднего состава слагает значительную часть разреза, в силу чего четко выделяется в гравитационном поле, создавая площадную аномалию интенсивностью до 80 мГал. По результатам дешифрирования материалов дистанционного зондирования здесь выделяется серия разрывных нарушений северо-восточной ориентировки. На территории листа узел представлен своей северо-восточной половиной.

Для Таньюского рудного узла наиболее типично, в первую очередь, оруденение молибден-медно-порфирового и золото-сульфидно-кварцевого типов, которые локализируются как в пределах прогиба (преимущественно в его краевых частях), так и в его обрамлении – среди гранитоидов. Также характерной особенностью узла является близость структурной позиции, тесная

ассоциация на площади, сходство гидротермально-метасоматических образований, геохимических ореолов и геофизических признаков проявлений молибден-медно-порфирикового и золото-сульфидно-кварцевого типов. Оба типа рудных проявлений локализируются в краевых частях и обрамлении вулканогенно-осадочного комплекса, сопровождаются сходным набором гидротермальных изменений, среди которых преобладают эпидотизация, скарнирование, окварцевание, хлоритизация, участки развития кварцевых жил и прожилков, широкое развитие пирита и халькопирита. Их характеризует сходный состав аномальной составляющей геохимического поля и его зональности: (для золото-сульфидно-кварцевого типа: Au–Cu–Mo–Zn–Pb–Fe, Ni, Co, для медно-порфирикового типа: Cu, Mo–Zn–Pb–Fe, Ni, Co), наличие в обоих случаях аномалий электроразведки ВП и резкая неоднородность магнитного поля. Такое сходство по нескольким параметрам позволяет предположить, что оба типа проявлений принадлежат к единой рудной формации (медно-порфириковой с золотом) и представляют собой либо ее разновидности, различающиеся глубиной формирования (более значительной для проявлений медно-порфирикового типа), либо продуктами близких по времени двух последовательных этапов формирования (более раннего медно-порфирикового и более позднего золото-сульфидно-кварцевого), либо их различия обусловлены сочетанием обоих факторов. Во всех этих случаях становится понятной локализация золото-сульфидно-кварцевого оруденения в опущенных тектонических блоках [102].

Характерной особенностью развития описываемого оруденения является наложение как медно-порфириковой минерализации, так и золото-сульфидно-кварцевой на эпидотовые, пироксеновые, пироксен-гранатовые, пироксен-гранат-магнетитовые скарны, представляющие собой внешнюю зону гидротермально-рудной системы, в результате чего формируется золото-скарновое и иногда медно-скарновое оруденение.

В пределах Тяньюского узла на территории листа Q-41-XVII расположены Элькошорское (1.3.2.1) и восточный фланг Манюкюуского (1.3.2.2) золото-молибден-меднорудные поля потенциальные.

Элькошорское золото-молибден-меднорудное поле потенциальное (1.3.2.1) расположено в бассейне руч. Элькошор и в нашей трактовке включает проявление медно-порфирикового типа Мокрый Лог (II-1-26), Осеннее (II-2-9), Южное (II-2-11), а также скарново-магнетитовое проявление 3-я Рудная Горка (II-2-10).

Данные по прогнозным ресурсам проявлений молибден-меднопорфирикового и золото-сульфидно-кварцевого типов рассматриваемого рудного поля приводятся по работам [84, 79, 102].

Прогнозные ресурсы категории P₂ проявления Осеннее до глубины 250 м: Cu – 199 тыс. т, Mo – 5 тыс. т, Au – 1,3 т, Ag – 65 т. Аналогичными (по категории P₂) принимаются и ресурсы проявления Мокрый Лог [79]. Прогнозные ресурсы золота проявления 3-я Рудная Горка до глубины 150 м по категории P₂ оценены в 29 т [102]. Все оценки относятся к категории авторских.

Манюкюуское золото-молибден-меднорудное поле потенциальное (1.3.2.2) представлено на территории листа своим северо-восточным флангом. В его контур здесь входит серия пунктов минерализации меди и пункты минерализации золота, приуроченные к зонам метасоматитов и окварцева-

ния, развитых по андезитам и на контактах мелких тел кварцевых диорит-порфиров. Ввиду отсутствия на площади листа Q-41-XVII крупных проявлений с известными параметрами оруденения, оценка ресурсов Маникуюского поля проведена по категории P₃, исходя из рассчитанной площадной продуктивности поля на территории листа Q-41-XVI на основе ресурсов категории P₂, которая составляет: Cu – 19,7 тыс. т/км², Mo – 0,492 тыс. т/км², Au (в медно-порфировых рудах) – 0,126 т/км², Au (золото-сульфидно-кварцевая формация) – 0,315 т/км² [39]. Понижающие коэффициенты не применялись ввиду понижения категории оценки. Площадь поля на территории листа Q-41-XVII равна 22,4 км². Соответственно прогнозные ресурсы составят:

– медно-порфировое оруденение: Cu – $19,7 \times 22,4 = 441$ тыс. т; Mo – $0,492 \times 22,4 = 11$ тыс. т; Au – $0,126 \times 22,4 = 2,8$ т;

– золото-кварц-сульфидная формация: Au – $0,315 \times 22,4 = 7$ т.

При оценке прогнозных ресурсов площади *Таньюского рудного узла за пределами рудных полей* на медно-порфировое оруденение (Cu, Mo, Au) в качестве эталонных использованы приведенные выше данные по проявлению Осеннее Элькошорского рудного поля. Площадь потенциального объекта, оконтуренная по комплексу совмещенных поисковых признаков – наличию медных проявлений медно-порфирового типа, комплексных геохимических аномалий, электроразведочных аномалий метода ВП и др., составляет 4 км² и была выбрана в качестве размера прогнозных ячеек при компьютерном прогнозировании, что позволило рассчитать суммарные прогнозные ресурсы площади путем перемножения ресурсов эталонной площади на количество прогнозных ячеек, распознанных как перспективные на оруденение медно-порфирового типа с высокой степенью надежности (рис. 17). Всего таких ячеек на площади листа Q-42-XVII (за вычетом ячейки с проявлениями Осеннее) – девять. Коэффициент, учитывающий неполноту аналогии эталонного участка и оцениваемых, принимался равным 0,5. Вычисленные прогнозные ресурсы категории P₃ в пределах листа Q-41-XVII составляют:

Cu ($199 \times 9 \times 0,5$) = 895,5 тыс. т; Mo ($5 \times 9 \times 0,5$) = 22 тыс. т;

Au ($1,3 \times 9 \times 0,5$) = 5,85 т

Золото-сульфидно-кварцевое и золото-скарновое оруденение. На площади Таньюского рудного узла предшественниками выделены и оценены по категории P₂ два собственно золоторудных поля – Рудная Горка III (лист Q-41-XVII) и Маньюкуюское (лист Q-41-XVI). Прогнозные ресурсы золота категории P₂ этих рудных полей составляют соответственно 29 и 16 т [166].

При оценке прогнозных ресурсов золота Таньюского рудного узла категории P₃ в связи с собственно золоторудным оруденением в качестве эталона принималось наиболее изученное рудное поле Рудная Горка III с одноименным рудопроявлением. Суммарные прогнозные ресурсы площади за пределами оцененных рудных полей рассчитывались путем перемножения ресурсов эталонной площади на количество прогнозных ячеек, равных ей по площади, распознанных как перспективные на собственно золотое оруденение с высокой степенью надежности (рис. 17). Коэффициент, учитывающий неполноту аналогии эталонного участка и оцениваемых, принимался равным 0,4. На площади листа Q-41-XVII за вычетом прогнозной ячейки с рудопроявле-

нием 3-я Рудная Горка – шесть прогнозных ячеек, распознанных как перспективные на собственно золотое оруденение с высокой степенью надежности. Вычисленные прогнозные ресурсы золота Таньюского рудного узла категории P_3 на площади листа Q-41-XVII составляют: $6 \times 29 \times 0,4 = 69,6$ т.

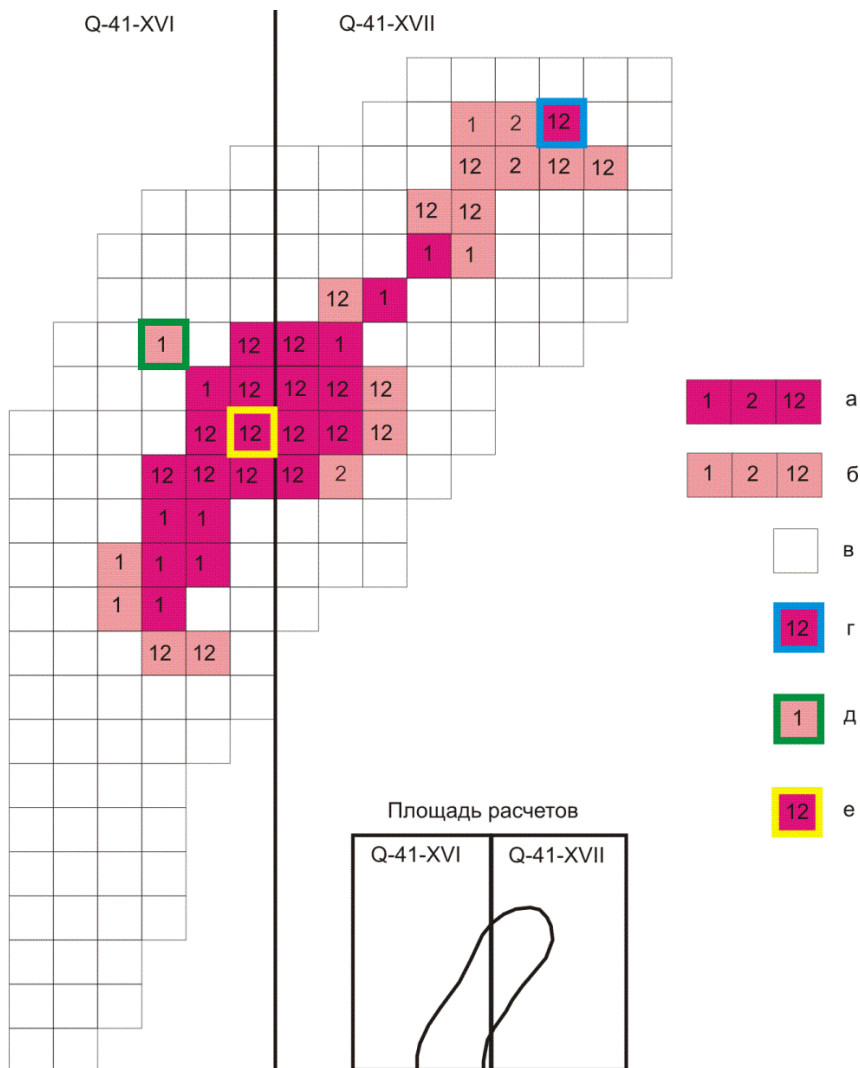


Рис. 17. Результаты распознавания рудных объектов медно-порфировой с золотом формации на площади Таньюского рудного узла.

Перспективные участки (1 – с предполагаемым медным оруденением, 2 – с предполагаемым золотым оруденением, 12 – с медным и золотым оруденением); а – прогнозируемые с высокой степенью достоверности, б – прогнозируемые со средней степенью достоверности, в – неперспективные участки, г – участок с эталонными проявлениями – медно-порфировым (Осеннее) и золотым (Рудная Горка III), д – участок с молибден-медно-порфировым проявлением Янаслорское, е – участок с медно-порфировым и золоторудным проявлением Манюкую.

Перспективность площади рудного узла в отношении россыпного золота представляется низкой: шлиховые ореолы выявлены по всем крупным рекам и их притокам, но промышленного значения они не имеют [99]. Низкая продуктивность россыпей золота, по-видимому, обусловлена малым уровнем эрозионного среза Таньюского рудного узла и соответственно слабой эродированностью потенциальных россыпеобразующих объектов золото-сульфидно-кварцевого и меднопорфирирового типа, что отчасти подтверждается повышенным фоном серебра на площади рудного узла. В качестве локальных объектов, на которые следует обратить внимание, представляются участки развития эпидотовых, гранатовых, пироксеновых, пироксен-гранатовых скарнов с магнетитом, такие как проявление 3-я Рудная Горка (Ш-2-10), которое рассматривалось предшественниками, в основном с точки зрения их перспектив на золотое и железное оруденение. В районах развития меднопорфирировых месторождений они могут являться надрудными зонами меднопорфирировых рудных объектов, причем масштабы проявления скарново-магнетитовой минерализации коррелируются с масштабами меднопорфирирового оруденения. В начале 1970-х годов в Тургайском прогибе поисковые работы на скарново-магнетитовое оруденение на подобных объектах привели к открытию двух крупных меднопорфирировых месторождений – Бенкала и Южная Бенкала. Позднее в аналогичной геологической ситуации в Венгрии было открыто крупное медное месторождение Речк.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологические условия на территории листа определяются совокупностью особенностей геологического строения, физико-географическими факторами и широким развитием многолетней мерзлоты. Однако следует отметить, что гидрогеологические условия в пределах листа практически не изучены. Вместе с тем, на основании геолого-структурного анализа территории в ней выделяются два крупных блока гидрогеологических структур первого порядка, расположенные в пределах Полярно-Уральской гидрогеологической складчатой (А) области и Западно-Сибирского артезианского бассейна (Б). Они существенно различаются условиями формирования ресурсов подземных вод и их распределения. При этом определяющая роль в этом процессе принадлежит наличию многолетней мерзлоты, характер распространения которой также различен в этих структурах (рис. 18).

ПОЛЯРНО-УРАЛЬСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

На территории листа эта область представлена структурой второго порядка – Войкарской системой криогенных гидрогеологических массивов (А₁). В осевой части она характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород с мощностью до сотен метров, снижаясь до 100 м и менее на восточных его склонах. Многолетняя мерзлота выполняет роль регионального водоупора, здесь формируются преимущественно надмерзлотные воды деятельного слоя. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и их активной циркуляции по зонам экзогенной трещиноватости пород над толщей многолетнемерзлых пород. Установлено, что мощность зоны экзогенной трещиноватости в кристаллических породах определяется их составом. По данным изучения трещиноватости магматических и вулканогенных пород Среднего и Северного Урала, ее мощности различны [12]. Так, наименьшими мощностями зоны экзогенной трещиноватости характеризуются граниты (15–20 м) и интрузивные породы основного состава (30–50 м, а в гранодиоритах и в вулканогенных породах она соответственно достигает 50–70 и 30–100 м. Это обстоятельство дало возможность выделить на Схеме гидрогеологического районирования четыре типа криогенных гидрогеологических массивов с надмерзлотными грунтовыми водами трещинного типа. Инфильтрации атмосферных осадков в толще горных пород способствует значительная мощность зоны аэрации, которая, по данным Н. Г. Обермана и др.

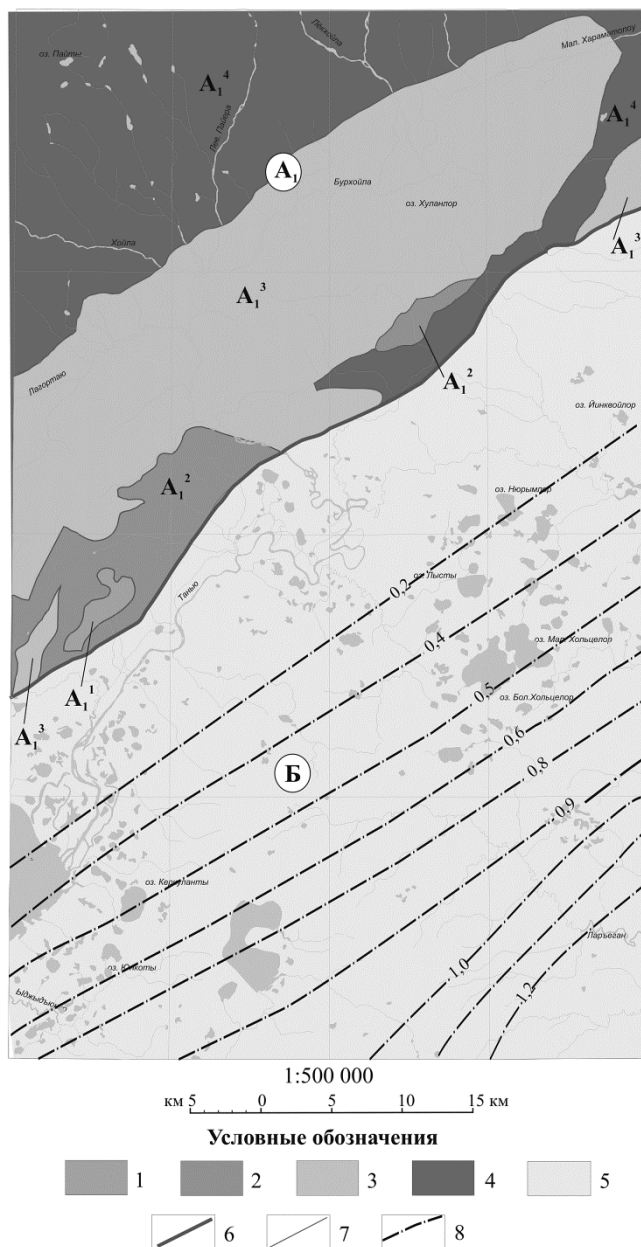


Рис. 18. Схема гидрогеологического районирования.

A – Уральская гидрогеологическая складчатая область – A_1 – Войкарская система криогенных гидрогеологических массивов, сложенных преимущественно: 1 – конгломератами, гравелитами A_1^1 (D_{2-3}), 2 – вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами A_1^2 (D_{1-2}), 3 – интрузивными породами гранит-диоритового ряда – A_1^3 (D_{1-2}), 4 – интрузивными породами основного и ультраосновного состава A_1^4 (O-S), 5 – B – Западно-Сибирский артезианский бассейн (Q-J), 6–7 – границы: 6 – гидрогеологических структур первого порядка, 7 – криогенных гидрогеологических массивов, 8 – изолинии глубин залегания фундамента Западно-Сибирского артезианского бассейна.

[29], в осевой части Полярного Урала достигает 20 м. Высокая степень расчлененности рельефа здесь создает благоприятные условия для дренирования надмерзлотных вод местной речной сетью и их активного водообмена в летний сезон. По аналогии со смежными листами эти воды по химическому составу, вероятно, маломинерализованные (до 0,02–0,05 г/дм³) гидрокарбонатные кальциевые или магниевые слабокислые с рН 6–7.

В долинах наиболее крупных рек и под озерами в аллювиальных отложениях весьма вероятно формирование подрусовых и подозерных надмерзлотных таликов, воды которых могут представлять интерес для водоснабжения.

Сведения о подмерзлотных водах на территории листа при существующей степени изученности отсутствуют, но не исключено, что их питание и разгрузка могут осуществляться по зонам активизированных разломов.

ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

В пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна (Б) развитие многолетней мерзлоты характеризуется специфическими условиями. Установлено, что здесь она имеет двухслойное строение [13, 10]. Глубина залегания кровли первого от поверхности слоя многолетнемерзлых пород на территории листа – около 10 м. Мощность верхнего слоя – до 50–70 м. Кровля нижнего слоя отбивается на глубинах менее 100 м, а мощность его не превышает 200 м. Эти слои представляют собой криогенные водоупоры, в целом определяющие гидродинамические условия этого бассейна.

Здесь широко развиты все три типа подземных вод, свойственных районам с развитием многолетней мерзлоты – над-, меж- и подмерзлотные порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые воды. Вместе с тем, ввиду отсутствия фактических материалов по подземным водам на территории листа, гидрогеологическую стратификацию разреза представляется возможным провести только условно, на основании имеющихся геологических разрезов по скважинам Таньинского профиля [96].

Анализ данных по литологическому составу пород, вскрытых этими скважинами, в соответствии с принципами Гидрогеологической стратификации [35], позволяет выделить в разрезе следующие гидрогеологические подразделения, распространенные на всей территории Западно-Сибирского бассейна в пределах листа:

- четвертичный водоносный комплекс;
- меловой водоносный комплекс;
- юрский водоносный комплекс.

Четвертичный водоносный комплекс распространен по всей территории листа. В его строении принимают участие в основном ледниковые отложения, представленные глинами, песками, валунниками и галечниками общей мощностью до 50–110 м. По условиям соотношения с многолетнемерзлыми породами, в нем могут быть выделены водоносные, водоносные криогенно-таликовые и водоупорные криогенные горизонты.

Меловой водоносный комплекс залегает под четвертичными отложениями на глубинах от 50 до 100 м и более, погружаясь в юго-восточном направлении. Он сложен толщей песчано-глинистых отложений общей мощностью до 500 м. Водоносными могут являться пески, песчаники с порово-пластовыми водами пресными в верхних горизонтах и солоноватыми в нижних. В районах наименьшего его погружения под четвертичные отложения комплекс может быть частично заморожен.

Юрский водоносный комплекс, сложенный песчано-гравийно-галечниковыми отложениями, выходит на дочетвертичную поверхность по обрамлению артезианского бассейна, погружаясь под меловые отложения. Вскрытая его мощность под четвертичными отложениями в скв. 10-к составила 125 м [96]. В полосе выходов его на дочетвертичную поверхность в верхней части разреза он также частично заморожен. Под меловыми отложениями в верхах юрского разреза, по всей видимости, могут содержаться пластово-трещинные пресные воды, сменяющиеся вниз по разрезу солоноватыми с минерализацией 2–3 г/дм³.

К сожалению, ввиду отсутствия фактического материала по подземным водам, можно лишь в общих чертах охарактеризовать гидрогеологические условия на территории листа. Несомненно, что ресурсы подземных вод в Войкарской системе криогенных гидрогеологических массивов весьма ограничены вследствие повсеместного распространения сплошной многолетней мерзлоты значительной мощности. Здесь практический интерес для целей водоснабжения мелких потребителей могут представлять подрусловые талики в долинах наиболее крупных рек. Основные ресурсы подземных вод на закартированной территории Западно-Сибирского артезианского бассейна связаны с меж- и подмерзлотными водоносными горизонтами.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория изучаемого района охватывает часть горного сооружения Полярного Урала с прилегающими предгорьями и предгорными равнинами. Простираение основных орографических элементов совпадает с северо-восточным простираением геологических структур. Территория листа полностью располагается в области многолетнемерзлых пород (ММП), которые оказывают существенное влияние на развитие экзогенных процессов (ЭГП). Важнейшим фактором формирования ландшафтов также является высотная географическая широта, которая обуславливает контрастность геоморфологического строения территории, климатические особенности и распространение различных типов почв и растительности, отвечающих смене природных условий от горной тундры до северной тайги. Основная часть территории относится к площади с ненарушенным ландшафтом.

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 территории относятся вездеходные дороги и немногочисленные каналы и шурфы, пройденные при проведении геологоразведочных работ.

С учетом геоморфологической характеристики генезиса и литологии рельефообразующих пород, распространения и интенсивности ЭГП, на листе выделяются 11 природных ландшафтов.

Плосковершинные и наклонные участки низких и средних гор (1) расположены на севере и северо-западе листа на площади Войкаро-Сынинского массива. Они обладают наиболее высокими абсолютными отметками, превышающими 1000 м. Эти участки соответствуют полям развития элювиально-десерпционных образований преимущественно по плутоническим породам палеозойского возраста, часто в разной степени метаморфизованным. Растительный комплекс практически отсутствует или представлен накипными корковыми лишайниками. Почвы гольцовые. Ландшафт характеризуется сплошным распространением ММП. Основными ЭГП являются гравитационные, криогенные и морозное выветривание. Степень пораженности ЭГП изменяется от высокой до средней, поэтому геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость – относительно высокая.

Крутые склоны средних и низких гор с эрозионно-экзарационным рельефом (2). Ландшафт окаймляет плосковершинные и наклонные участки

низких и средних гор, описанные выше. Сложен коллювиально-десерпционными отложениями, в меньшей степени делювиально-десерпционными образованиями, развитыми по интрузивным породам палеозойского возраста, часто в разной степени метаморфизованным. Почвы гольцовые, горно-тундровые. Растительность отсутствует или представлена скудным и разреженным лишайниковым покровом. Сплошное развитие ММП и гипсометрическое расположение ландшафта способствует сохранению на склонах северных и северо-восточных экспозиций значительного числа небольших по размерам и вытянутых в виде узких полос снежников. В целом площадь распространения снежников незначительна. В высокогорных карах нередко развиты современные ледники и фирновые поля. Основными ЭГП являются криогенные, курумообразование, обвалы и осыпи. Степень пораженности ЭГП высокая, следовательно, геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость высокая.

Холмисто-увалистая возвышенная денудационная равнина и склоны долин (3) охватывает водораздельные пространства Малого Урала и в виде широкой полосы протягивается с юго-запада на северо-восток, отвечая полям развития элювиально-делювиальных отложений по интрузивным и вулканогенным породам палеозойского возраста, часто в разной степени метаморфизованным. Для ландшафта характерно массивно-островное развитие ММП. Почвы глеевые, глееподзолистые, горно-таежные подзолистые и дерново-подзолистые. Растительность представлена кустарниками, лиственничными, а также смешанными березово-лиственничными и березово-еловыми лесами. Ведущими экзогенными процессами являются криогенные, развито курумообразование. Пораженность ЭГП изменяется от слабой до средней. Геодинамическая устойчивость ландшафта – средняя. Геохимическая устойчивость – высокая.

Холмисто-западинные и параллельно-грядовые участки ледниковой аккумуляции (4) приурочены к троговым моренам, карам в пределах Войкаро-Сынинского массива и лопастям выводных ледников в предгорной зоне Малого Урала. Поверхность сложена ледниковыми и делювиально-солифлюкционными отложениями. Для ландшафта характерно сплошное, прерывистое и массивно-островное развитие ММП. Почвы горно-тундровые, с мохово-лишайниковым растительным покровом и тундровые глеевые, на которых развита ерниковая тундра, а также глееподзолистые с кустарниками и лиственничным редколесьем. ЭГП развиты в пределах сезонно-талого слоя и представлены термокарстом, пучением каменного материала, солифлюкцией, заболочиванием. Степень пораженности ЭГП изменяется от слабой до средней. В целом геодинамическая и геохимическая устойчивость – средняя.

Участки зандровой, слабоволнистой аккумулятивной равнины (5) обрамляют холмисто-западинную ледниковую равнину. Им соответствуют поверхности распространения ханмейских и полярноуральских флювиогляциальных зандров, сложенных гравийно-валунно-галечными смесями, дресвянками, песками, суглинками и супесями. Для ландшафта характерно массивно-островное развитие ММП. Почвы глееподзолистые, горно-таежные подзолистые и дерново-подзолистые. Растительность представлена кустарниками, лиственничными, а также смешанными березово-лиственничными и березо-

во-еловыми лесами. К осложняющим геоэкологическую обстановку процессам относится заболачивание. Степень проявления ЭГП средняя. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя.

Участки пологоволнистой, плоской возвышенной аккумулятивно-денудационной равнины (6) выделяются небольшими фрагментами в пределах денудационной равнины предгорьев Малого Урала. Ландшафт развит на ледниковых образованиях среднего плейстоцена. 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. Ландшафт характеризуется низкой геодинамической и геохимической устойчивостью.

Холмисто-волнистая сглаженная денудационная равнина (7) развита на юге площади на водораздельных пространствах Западной Сибири. Ландшафт представлен сглаженными водоразделами и пологими склонами, сложенными ханты-мужинским гляциомаринием. Почвы подзолистые, дерново-подзолистые; растительность – елово-лиственничные, елово-березовые с кедром леса и редколесье северной тайги. Ведущими экзогенными процессами являются заболачивание, а при наличии массивно-островного распространения ММП к ним добавляются термокарст и криогенное пучение, на склоновых участках развиты оползневые процессы солифлюкционного характера. Степень пораженности ЭГП меняется от слабой до средней, иногда сильной в зонах заболачивания. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта – средняя.

Волнистая, плоско-холмистая аккумулятивная равнина (8) развита к юго-востоку от предгорной зоны Малого Урала. Соответствует поверхности среднеплейстоценового оледенения, переработанного склоновыми процессами. Сложена суглинками с валунами, дресвой, супесями, песчаниками. 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 ММП. Основными ЭГП являются заболачивание и криогенные процессы. В результате температурных деформаций в сезонно- и многолетнемерзлых породах, протаивания верхних горизонтов ММП и подземных льдов происходит морозобойное растрескивание грунтов, образование бугров пучения, термокарстовых озер, термоабразия береговых линий озер. Заболачивание и торфонакопление обеспечивают благоприятные условия для активизации пучения и новообразования ММП. Почвы торфяно-глеевые, глееподзолистые, буро-таежные. Растительность представлена северо-таежными хвойными и смешанными лесами, иногда с кедром, с мохово- и лишайниково-кустарничковым напочвенным покровом. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая. Геохимическая устойчивость из-за широкого развития процессов заболачивания оценивается как низкая.

Третья и четвертая надпойменные террасы аккумулятивные (9) широко развиты в долинах крупных рек – притоков р. Обь Западно-Сибирской равнины. Сложены переслаиванием суглинков, супесей, алевроитов, песков с незначительной примесью галечников. Характеризуется островным и редко-островным распространением ММП. Поверхности 3-й и 4-й надпойменных террас нередко заболочены. Там, где цоколи террас сложены мерзлыми глинистыми отложениями, наблюдаются оползни. На плоских поверхностях террас широко развиты небольшие озерные ванны. Почвы подзолистые, дерново-подзолистые; растительность – елово-лиственничные, елово-березовые (на юге с кедром) леса и редколесье низких предгорий и северной тайги. Геодинамическая устойчивость данного вида ландшафтов оценивается как средняя, геохимическая устойчивость средняя.

Поймы, первая и вторая надпойменные террасы эрозионно-аккумулятивные (10) сложены аллювиальными гравийно-галечными с валунами отложениями, песчано-гравийными и песчано-гравийно-галечными смесями, песками, супесями и суглинками. 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 %. Интенсивность, характер и скорость боковой эрозии определяется литологическим составом, размывающей силой потока. Для отдельных отрезков долин рек предгорий характерно образование наледей (нередко крупных). Почвы и растительный покров обусловлены высотной широтностью и меняются с северо-запада на юго-восток, от горной к равнинной части соответственно. Почвы – от тундровых глеевых, глееподзолистых, до подзолистых и дерново-подзолистых. Растительность – от скудного мохово-лишайникового покрова и ерниковой тундры в горных долинах до зарослей ивняка, ольхи, лиственничных и смешанных лесов в Западно-Сибирской 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 устойчивость ландшафта определяется как низкая, геохимическая устойчивость – средняя.

Ландшафт болотных массивов (11). Плоско-бугристые торфяники наложены на рельеф с преобладанием аккумуляционных ЭГП. Болота широко представлены на территории листа. Наблюдается увеличение площадей болотных массивов с северо-запада на юго-восток, от горной к равнинной части соответственно. Торфогрунты, как правило, супесчано-суглинистые. Мощность торфа колеблется от 1,0 до 4,0 м. Приуроченность ландшафта к массивно-островной зоне ММП способствует развитию криогенных процессов. Причиной тому – высокая льдистость мерзлых грунтов, что является благоприятным фактором для развития бугров пучения и термокарста в условиях многолетних и сезонных колебаний климата, в торфах она может достигать 80 % от его объема. Растительный комплекс представлен карликовой березкой, ивой, багульником и мохово-лишайниковым наземным покровом. Пора-

женность ЭГП высокая, геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта – низкая.

Исходя из данной характеристики ландшафтных обстановок, на изученной территории можно выделить ряд ведущих экзогенных процессов. Так, на территории горных ландшафтов наиболее активно проявляются криогенные процессы: курумообразование, морозобойное растрескивание грунтов, солифлюкция. На участках с более высокими абсолютными отметками к криогенным процессам присоединяются гравитационные вызывающие обвалы и осыпи крупных масс обломочных пород. В пределах возвышенной и низинной равнины ведущими и широко развитыми 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, выравненность 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 приуроченные 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 всего оно протекает в водонасыщенных торфах и тонкодисперсных отложениях крупных болотных массивов. Отражением данного процесса являются бугры пучения. Чаще всего они представлены плоскими торфяными буграми с размером в поперечнике от 10 до 50 м у подножия, которых почти повсеместно наблюдаются ереси. Высота бугров изменяется от 1–2 до 4–5 м, их плоская поверхность, лишенная растительности, разбита сеткой многочисленных морозобойных трещин, ширина которых не превышает 0,2 м, а глубина 0,6–0,8 м. Облегаемое торфами мерзлое ядро зачастую супесчано-суглинистое. Несколько реже отмечаются конусообразные бугры пучения с ледяным ядром.

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 термообразии, приводящие к отседанию крупных торфяных блоков.

Солифлюкционный процесс широко развит на поверхностях всех типов склонов. Солифлюкции 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. Интенсивность, характер и скорость боковой эрозии определяется литологиче-

ским составом, размывающей силой потока, а в зоне развития ММП – еще и криогенным строением пород и экспозицией береговых склонов. Усиление боковой эрозии связано с процессом речной аккумуляции – образованием галечниковых и песчаных кос, прирусловых отмелей и осередков, а также прирусловых валов на поймах рек.

В целом территория листа относится к малоосвоенной территории с ненарушенными природными ландшафтами и характеризуется фоновыми содержаниями большинства элементов. Исключение составляют многочисленные Cr и Cu, приуроченные к Войкаро-Сынинскому гипербазитовому массиву. Более значительные аномалии Pb, Zn, Cu, Ba связаны с вулканитами палеозойского возраста и сосредоточены на западе листа в междуречье Лагортаю–Танью. По хрому аномалии ярко выражены относительно фона в гумусе и С-горизонте, но при этом не превышает ПДК, в растительности (по мху) – составляет 4–8 ПДК. Таким образом, можно отметить, что экогеохимия территории листа преимущественно обусловлена рудоносностью распространенных на ней пород. Природное геохимическое загрязнение выражено повышенным содержанием элементов всех классов токсичности, но преобладающими являются элементы первого класса Pb, Zn, второго класса Ni, Cu, третьего класса Mn, Ba. Распределение химических элементов в почвах связано с распространением на территории ММП и положением рудных тел. Сезонно-талый слой почв обеднен подвижными компонентами. Отмечается наличие зон окисления, сопровождающих все рудные выходы.

Донные отложения водотоков в ненарушенных ландшафтах наследуют элементы-загрязнители водосборных площадей Zn (1,8–1,3 ПДК), Ni (5–12 ПДК), Cr (7–10 ПДК), Ba (1,2 ПДК), V (1,3–2 ПДК), Mn (1,0 ПДК). Повышенное содержание этих элементов, характеризующееся умеренно опасными и опасными уровнями загрязнений, связано с материалом размыва коренных пород и оценивается как допустимое.

К природным экологически неблагоприятным объектам относятся ареалы и зоны развития обвалов, осыпей и лавин на склонах горного сооружения и предгорий Полярного Урала, заболачивания и термокарста в пределах ландшафтного комплекса предгорных равнин, поля развития курумов, скальных выходов и уступов террас в горной и предгорной части района.

Вся территория листа относится к Сынско-Куноватской этнической территории, хозяйственная деятельность в пределах которой регулируется в интересах местных жителей.

На основании вышесказанного выделяются три области, различающиеся оценкой эколого-геологической обстановки по степени благоприятности экологической среды для деятельности человека: с благоприятной, удовлетворительной и напряженной ситуацией. К благоприятной обстановке отнесены области восточных предгорий, для которых характерна наименьшая напряженность геодинамических процессов и повышенная геохимическая устойчивость ландшафтов. Заболоченные части Лагортинской депрессии и Западно-Сибирской низменности с интенсивным развитием процессов криогенеза отнесены к удовлетворительной категории состояния экологической среды. Как напряженная эколого-геологическая обстановка оценена в пределах центральной горной части Уральского кряжа, для которой характерна наиболь-

шая напряженность геодинамических процессов (повсеместное развитие курумов, обвалов, осыпей, проявление селей, в зимний период – лавин на склонах).

Кроме того, ввиду слабой загруженности, на схему оценки эколого-геологической опасности вынесены памятники природы (прил. 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листа Q-41-XVII (издание 2-е) выполнены по итогам геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-XVI, XVII, XXI и XXII (Восточно-Войкарская площадь) [72]. Эти листы практически полностью включают крупнейший на Урале Войкаро-Сынинский габбро-гипербазитовый массив (кроме его самой северной части) и полностью – Таньюско-Тыкотловский район Малоуральской подзоны Войкаро-Щучьинской СФЗ, в целом представляющие собой крупный и специфичный фрагмент палеоокеанического сектора Полярного Урала. Основные работы были сосредоточены именно на этой территории. Формации палеоконтинентального сектора Урала были охвачены собственными исследованиями в значительно меньшей степени в связи с существенно большей их изученностью.

Благодаря геологической однородности территории, работы проводились на наиболее подходящих для решения конкретных геологических задач объектах, а результаты работ распространялись на всю территорию исследований. В этой связи для полной характеристики геологических образований конкретных листов использовались и данные, полученные на смежной территории. Поэтому для более полной характеристики листа Q-41-XVII в Объяснительной записке и приложениях использованы также данные по территории листов Q-41-XVI, XXI, XXII.

В результате выполненных работ по ГМК-200 составлен полный комплект обязательных карт, Объяснительная записка с приложениями и поясняющие рисунки к ней, сопровождающая база данных, все материалы которой представлены в электронном виде.

На геологической карте показаны конкретные картируемые литокомплексы: свиты, подсвиты и магматические комплексы. Благодаря использованию материалов ГС-50 и ГДП-50, поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ, геофизических работ, тематических исследований, а также собственных полевых работ авторов, уточнено геологическое строение территории листа. Новыми данными детально и на современном аналитическом уровне охарактеризованы вещественные параметры горных пород, определен их абсолютный возраст. На основе вновь полученной информации сформулирована авторская (не включающая первого, третьего и десятого авторов – по списку на титульном листе) концепция геологического строения и эволюции южной части Полярного Урала. Составлен уточненный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых, обобщены и уточнены прогнозные

оценки по видам полезных ископаемых. Впервые дана оценка геоэкологической ситуации.

Соотношение показанных на геологической карте достоверных и предполагаемых границ в горной части и предгорьях Урала отвечает требованиям кондиционности. Геологическая карта на попадающую в пределы листа часть Западно-Сибирской плиты, ввиду отсутствия в составе работ по ГМК-200 картировочного бурения, менее обоснована и составлена на основе имеющихся материалов масштаба 1 : 500 000.

В отношении полезных ископаемых было проведено обобщение имеющейся и вновь полученной геолого-геофизической информации на современном методическом уровне, что позволило оценить перспективы территории. Дана прогнозная оценка хромитового, медного с платиноидами и золоторудного потенциала площади листа. Лагортинско-Пайерский ультрамафитовый блок Войкаро-Сынинского массива, северо-восточная часть которого расположена на территории планшета, оценивается как блок с промежуточным уровнем эрозионного среза, контролирующей рудные поля как с высокохромистыми, так и с низкохромистыми рудами.

Платино-золото-палладиево-медное оруденение представлено юго-восточным флангом Озерного рудного поля и Пятиреченским проявлением. Анализ имеющихся материалов позволил уточнить границы Пятиреченского рудного узла и обосновать в его пределах прирост прогнозных ресурсов золота и платиноидов.

Перспективы района на железные руды оценены отрицательно. Масштабные объекты скарнового типа на территории листа отсутствуют. Объекты титано-магнетитовой формации бедны по содержаниям и также незначительны по масштабу.

Выявлена принципиальная пространственная согласованность проявлений молибден-медно-порфирового и золото-сульфидно-кварцевого типов в полосе вулканогенно-осадочных толщ Малого Урала, объединенных в Таньюский железо-молибден-меднорудный потенциальный рудный узел. На листе Q-41-XVII он представлен Элькошорским потенциальным рудным полем с высокими перспективами. Обоснован прирост прогнозных ресурсов меди, отвечающих параметрам крупного месторождения молибден-медно-порфирового типа.

В числе нерешенных вопросов остается обоснование нижнего возрастного предела таньюской подсвиты малоуральской свиты, целесообразность выделения конгорского монцогаббро-монцодиоритового комплекса. Вопросы генезиса и последующей эволюции горных пород кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса нуждаются в дальнейшем детальном тематическом изучении, особенно в связи с процессами, обусловившими платино-золото-палладиевое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Андреичев В. Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. – Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
2. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й. И.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. – СПб., 2007. С. 190–207.
3. *Батанова В. Г., Брюгманн Г., Савельева Г. Н., Соболев А. В.* Использование Re-Os изотопной системы для датирования мантийных процессов на примере офиолитовых комплексов // Мат-лы 3-й Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Т. 1. – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. С. 77–80.
4. *Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф.* Система MgO–SiO₂–H₂O // Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. – М.: Иностран. литер., 1950. С. 23–48.
5. *Брянчанинова Н. И.* Серпентины и серпентиниты Полярного Урала. Докт. дис. – Сыктывкар, 2004. 398 с.
6. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. – М.: Недра, 1979. 326 с.
7. *Войновский-Кригер К. Г.* Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюлл. МОИП, 1963. Т. 38. Вып. 2. С. 56–77.
8. *Волков С. Н.* Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклиория // Тр. Геол. Музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. IV. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 93 с.
9. *Гарифуллина А. А.* Ранне- и среднедевонские брахиоподы западного склона Южного Урала и их стратиграфическое значение // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. – М.: Наука, 1985. С. 94–100.
10. *Геохронология СССР. Западная Сибирь.* – М.: Недра, 1989.
11. *Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала* // Тр. ГИН АН СССР, вып. 376. – М.: Наука, 1983. 183 с.
12. *Гидрогеология СССР. Т. 14. Урал.* – М.: Недра, 1970.
13. *Гидрогеология СССР. Т. 16. Западно-Сибирская равнина.* – М.: Недра, 1970.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-40, 41–Воркута / Ред. О. А. Кондяйн. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 342 с.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 – Воркута / М. А. Шишкин, А. П. Астапов и др., Ред. В. П. Водолазская. – СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2007.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-ХП / А. П. Прямоносков и др.
17. *Додин Д. А., Ланда Э. А., Лазаренков В. Г.* Платинометалльные месторождения мира. Т. II. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения, 2008. 409 с.

18. Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1 : 200 000. Изолинии (ΔТа). Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XVII / Авт.: С. М. Кострикина, Р. М. Антонович. Ред.: П. А. Кукин. – Новосибирск, 1972.
19. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий // В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, Л. Т. Белякова, В. А. Душин, Л. А. Костюкова, Г. В. Симаков, М. В. Фишман. – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 55 с.
20. *Лазько Е. Е.* Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов, офиолитов (на примере Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале) // Роль магматизма в эволюции литосферы. – М.: Наука, 1984. С. 3–80.
21. *Лупанова Н. П., Маркин В. В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала) // Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР. Вып. XII. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 175 с.
22. *Макеев А. Б., Перевозчиков Б. В., Афанасьев А. К.* Хромитоносность Полярного Урала. – Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. 152 с.
23. *Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И.* Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. – СПб.: Наука, 1999. 252 с.
24. *Милановский Е. Е.* Геология России и ближнего зарубежья. – М.: Изд-во МГУ, 1996.
25. *Молдаванцев Ю. Е.* Ассоциации изверженных и метаморфических горных пород вариссийской эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1972. С. 19–27.
26. *Молдаванцев Ю. Е.* Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. – М., 1960. С. 412–415.
27. *Морковкина В. Ф.* Гранодиоритовая интрузия габбро-перидотитовой формации и связанное с ней редкометалльное оруденение (Полярный Урал) // Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 21, 1958. С. 70–111.
28. *Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. – М.: Наука, 1967. С. 280.
29. *Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И.* Экогеология Республики Коми и восточной части Ненецкого автономного округа. – Сыктывкар: ПрологПлюс, 2004. С. 20–23.
30. *Падалка Г. Л.* Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале // Тр. Арктич. Ин-та, 1936, № 47. 145 с.
31. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969, № 4. С. 5–24.
32. *Перевозчико Б. В.* Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала) // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзорная информация. Вып. 7. – М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. 46 с.
33. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 328 – М.: Наука, 1979. 187 с.
34. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак и др. // Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1977. Вып. 368. 221 с.
35. Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России. – М., 1998.
36. *Прямоносов А. П., Бороздина Г. Н.* Первые находки конодонтов в устьконгорской свите (Войкарская СФЗ, Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2006, № 3 (51). С. 49–52.
37. *Пучков В. Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника, 1997, № 4. С. 30–45.
38. *Ремизов Д. Н.* Островодужная система полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). – Екатеринбург, 2004. 221 с.

39. Ремизов Д. Н., Шишкин М. А., Григорьев С. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XVI, Q-41-XXI, XXII. (приняты к изданию в 2009 г.).
40. Савельев А. А., Самыгин С. Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. – М.: Наука, 1979. С. 9–30.
41. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1987. Вып. 404. 246 с.
42. Савельева Г. Н., Суслов Р. В., Ларионов А. Н. Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов // Геотектоника, 2007, № 3. С. 23–33.
43. Савельева Г. Н., Щербаков С. Н., Денисова Е. А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника, 1980, № 3.
44. Самыгин С. Г., Руженцев С. В. Уральский палеоокеан: Модель унаследованного развития // Доклады РАН, 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
45. Самыгин С. Г. Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. – М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453.
46. Сигов А. П., Шуб В. С., Гузовский П. А. и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1968.
47. Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П. и др. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. – Свердловск, 1981. 229 с.
48. Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург, 1997.
49. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. – Л.: Недра, 1978. 124 с.
50. Удиратина О. В., Кузнецов Н. Б., Матуков Д. И. Возраст гранитоидов Янаслорского массива (Полярный Урал): U-Pb данные // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Томск: ЦНТИ, 2006. Вып. 5, том 1. С. 135–142.
51. Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.
52. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 319 с.
53. Хаин Е. В., Федотова А. А., Ремизов Д. Н. Новые данные о геологическом строении Войкаро-Сыньнинского мафит-ультрамафитового комплекса (уральская окраина Палеоазиатского океана) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. – Иркутск, 2004. Т. 2. С. 137–140.
54. Шинкарев Н. Ф., Григорьев С. И., Григорьева Л. В. Специфические магматические ассоциации докембрия и их рудоносность. – СПб., 2003. 85 с.
55. Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XI (принят к изданию в 2005 г.)
56. Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. – М.: Наука, 1990. 119 с.
57. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.
58. Язева Р. Г. Комплекс параллельных даек Полярного Урала // Геотектоника, 1979, № 3. С. 49–57.
59. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
60. Arth J. G. Behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application // J. Res. U.S. Geol. Surv., vol. 4, № 1–2, 1976. P. 41–47.
61. Johannes W, Am. J. Sci., № 267, 1969. P. 1083–1104.
62. Kitachara S., Takanouchi S., Kennedy G. C. Phase relation in the system MgO–SiO₂–H₂O at the high temperatures and pressures // Amer. J. Sci., 1966, vol. 264. P. 223–233.
63. McDonough W. F. and S.-s Sun. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, № 120. P. 223–253.

64. *Remizov D. N.* Genesis of plagiogranites as result of contamination // Geol. Survey of Finland, Special. – Helsinki, 1989. P. 8.

65. *Remizov D. N., Pease V. L.* The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // GSL Memoirs, 2004, vol. 30. P. 107–123.

Фондовая

66. *Алимов В. Ю. (отв. исполн.), Вахрушева Н. В., Уханов А. В.* и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка минералого-петрохимических критериев локализации различных типов хромитовых оруденения в северной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива». – Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990.

67. *Астапов А. П., Файбусович Я. Э.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-71,72, XXIV, XXVII, XXVIII, XXX, XXXII–XXXIV, XXXVI; Q-42-85, 86, XXV, XXXI и геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 листов Q-42-61, 62, 73, 74; Q-41-XXIX, XXXV. ТФИ по ТО, 1998. 255 с.

68. *Бейзель А. Л.* Палеонтолого-стратиграфическое обоснование возраста и корреляции верхнемеловых отложений бассейна р. Сыня (Приполярное Зауралье). – Новосибирск, ОИГГ и МСОРАН, ТФИ по ТО, 1992. 95 с.

69. *Беляевских С. Г. (отв. исполн.), Зайков В. В.* Отчет по производству поисковых работ на хромиты в южной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива (по работам 1976–1977 гг.). Воркута, ВКГРЭ, 1978.

70. *Бунин М. В., Прохорова К. И.* Геологическая карта Полярного Урала масштаба 1 : 200 000 северной половины листа Q-41-XVII. Фонды ТГУ, 1952.

71. *Варганова Р. С., Варганов В. Г.* Геологическое строение района среднего течения р. Танью на Полярном Урале. Отчет по геологической съемке партии № 2 Собинской экспедиции за 1951 г. Фонды ТГУ.

72. *Галиуллин И. З.* Результаты опережающих геохимических работ для обеспечения геохимической основой геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 на Сось-Таньинской площади. Пос. Полярный, 1992.

73. *Галиуллин И. З., Ремизов Д. Н., Григорьев С. И.* и др. Отчет по объекту «ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII (Восточно-Войкарская площадь)», Лабьтнанги, ЯНАО. 2009.

74. *Генералов В. И.* Поисковые работы на золото в пределах Войкаро-Щучинской зоны (Озерно-Пятиреченская площадь). Лабьтнанги, 2008.

75. *Еришов В. А., Гурский Г. В., Гуляев А. В.* Отчет о результатах выполненных опережающих геофизических работ гравимагнитной партией масштаба 1 : 50 000 на Сось-Таньинской площади в 1982–1987 гг. Главтюменьгеология, 1987.

76. *Ефимов Ю. М., Рауш А. П., Богданова Н. В.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, выполненной на Хулгинской площади в 1980 г. Л., 1981, Ленинградская ГЭ ПГО «Севзапгеология», Тюменский ТФГИ, № 7869.

77. *Затонская С. Г., Затонский Ю. В.* Результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 листов Q-42-XXII, XXIII. Западно-Сибирская низменность, восточный склон Полярного Урала (отчет Войкарской геологосъемочной партии), 1963.

78. Количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых зоны транспортно-коридора «Урал промышленный–Урал полярный». Тюмень, 2006.

79. *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 Урал. Пос. Полярный, 2001.

80. *Куликов Г. Н., Блюм Э. А., Кроль Б. И.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной на Лемвинской площади и северной части Предуральского передового прогиба (Коми АССР) в 1984 г. Л., 1986, Ленинградская ГЭ ПГО «Севзапгеология», 1986.

81. *Кусмауль Э. Г.* Отчет о поисковых работах, проведенных на восточном склоне Полярного Урала (участки Хойла-Ты, Лень-Ю, Лагорта-Ю). Фонды ПУ ПГО, № 1866. Свердловск, 1953.

82. *Кучерина П. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Войкарского синклиория, площади массива Рай-Из и его обрамления масштаба 1 : 50 000 (отчет Харматалоуской партии по объектам: «Производство геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 площади массива Рай-Из и его обрамления, листы Q-41-46-Б-г; Q-41-47-А-а-3,4,6-3,4,в,г,В,Г; Q-41-57-А,Б,В-а и геологического доизучения листов Q-41-56-А,Б,В-а; Q-41-57-В-6,в,г,Г-а,в,г в пределах северо-западной области Войкарского синклиория, проведенных в 1982–1991 гг.). Пос. Полярный, 1991. ФГУ «ЯТФИ», г. Лабитнанги.

83. *Латылов А. А., Тетерин Ю. К., Монто Р. М.* Отчет о работах магнитометрической партии в Приуральском и Шурышкарском районах Тюменской области в 1958 г.

84. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Отчет по объекту «Составление легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200» / М. А. Шишкин, В. Г. Кривошчин и др. – Воркута, 1998, 184 с.

85. *Литовченко Н. И., Романенков В. А.* Результаты геолого-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 в пределах листов Q-41-68-Б, Q-41-69-А,Б, Q-41-57-В,Г. Полярный Урал (отчет по работам Янас-Лорской ПСП за 1961–1964 гг.). ПУ ГРЭ, Тюмень. 1964.

86. *Лычаков В. А., Королева Т. Ф.* и др. Комплексная геолого-экономическая оценка минерально-ресурсного потенциала Полярного Урала. Пос. Полярный, 1992. Фонды Ямалгеолкома.

87. *Мартынов В. В., Юсупов Ш. А., Козлов Ф. А.* Отчет о работах Войкаро-Сынинской геофизической партии 612/73 в северной части Войкаро-Сынинского гипербазитового массива. Ухтинское ТГУ, 1974.

88. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Отчет по теме «Магматические формации западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя». Воркута, 1977. 355 с.

89. *Мельгунов А. Н., Водолазская В. П., Жданов А. В.* и др. Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минерогенических, геохимических и изотопных методов исследования. СПб., ФГУП «ВСЕГЕИ», 2008.

90. *Мельникова Л. К., Петров Ю. Н., Альтицуллер М. И.* Отчет «Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 50 000 с целью выделения перспективных золоторудных полей на восточном склоне Полярного Урала от р. Сось до р. Щучья». Норильск, ДГУП ЦАГРЭ (ВСЕГЕИ), 2001.

91. *Новакова Н. Г.* и др. Отчет «Опытно-методические работы по совершенствованию методики поисков марганцевых руд, связанных с мезозой-кайнозойскими корами выветривания в пределах западного склона Полярного Урала за 1988–1992 г.». Воркута, 1992.

92. *Овечкин А. М. (отв. исполн.), Перевозчиков Б. В., Попов И. И.* и др. Поисковые работы на хромиты в северной части Войкаро-Сынинского гипербазитового массива. Отчет за 1985–1999 гг. АООТ ПУГГП. Пос. Полярный, 1999. 1576 с.

93. *Перевозчиков Б. В., Овечкин А. М., Попов И. И., Батуев И. К.* Прогнозная оценка хромитозности гипербазитов Войкаро-Сынинского массива. Отчет по теме 52-т. ОАО «СибНАЦ». Тюмень, 2000.

94. *Перевозчиков Б. В.* и др. Отчет по теме «Оценка ресурсного потенциала хромовых руд района транспортного коридора Урал промышленный–Урал Полярный». Пермский университет, 2005.

95. *Прохорова К. И.* Результаты предварительной разведки Рудной Горки № 3, проведенной в 1951 г. Пос. Полярный, 1952.

96. *Прохоров К. И., Бельков Л. А., Ли Л. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 листа Q-41-XVII. Отчет о работе Полярно-Уральской партии № 4, проведенной в 1958 г. ТФИ по ТО, 1959. 105 с.

97. *Прямоносков А. П. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) Пайпудынской площади, лист Q-41-XII на Полярном Урале. Екатеринбург, 2001. ФГУ «ЯТФИ», г. Лабитнанги.

98. *Ремизов Д. Н.* Составление геохимических основ к Госгеолкарте-1000 третьего поколения по листам R-41; Q-39,40,41. Сыктывкар, 2003.
99. *Риндзюнская Н. М.* Отчет по объекту «Изучение процессов локализации россыпей в условиях Полярного Урала (масштабов 1 : 200 000–1 : 25 000)», г. Лабитнанги, 2004.
100. *Сабуров Г. Я., Плякин А. М.* и др. Отчет «Составление сводной геологической карты масштаба 1 : 500 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». (Краткая объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000). Воркута, 1984. 158 с.
101. *Сахновский М. Л., Цубин В. Э., Еришов О. Б.* Компьютерные технологии прогнозирования и поисков объектов металлических полезных ископаемых, не выходящих на поверхность. Отчет по объекту № 18. СПб., МПР РФ, ВСЕГЕИ, 2003. 184 с.
102. *Степанов А. Е., Прямоносов А. П.*, и др. Опережающие геохимические поиски масштаба 1 : 200 000 в пределах Малоуральской площади (листы Q-41-XVII, XVIII). Екатеринбург, 2007.
103. *Шишкин М. А., Синькова Е. А., Коробейникова Н. Е.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание 2-е). Отчет по объекту «Актуализация Легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200». ФГУП ВСЕГЕИ, СПб., 2009.
104. *Яцкевич З. А.* Гравиметрическая карта СССР. Лист Q-41-XVII. Редукция Буге (сигма – 2,3 г/см³) и (сигма – 2,67 г/см³) / Ред. А. Г. Верховцев, СГЭ-10, Ухтинское ТГУ, 1980.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, россыпейпроявлений (РП), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и геофизических аномалий (ГФА), показанных на карте полезных ископаемых листа Q-41-XVII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Твердые горючие ископаемые Уголь бурый				
П-2	18, 21	Таньты-III	(Мельгунов, 2008ф)	П. Описание в тексте
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Черные металлы Железо				
I-4	7	Аномальное-1	(Шишкин, 1999)	П. Магнитная аномалия интенсивностью 6500 нТл с параметрами 2700 × 500 м. В поле развития габброидов полосчатого комплекса. В глыбовых развалах средне-крупнозернистых массивных и полосчатых габбро со шлирами пироксенитов, вкрапленность и гнездовые скопления магнетита (титаномагнетита) – до 15–20 %
I-4	12	Рудная Горка-2	(Кузнецов, 2000ф)	П. Рудная вкрапленность рассеянная, участками с сидеронитовой структурой, в количествах от нескольких до десятков процентов, иногда в виде линзовидных и шлировых скоплений с параметрами в несколько метров, в габброидах и пироксенитах полосчатого комплекса. Минеральный состав: магнетит, титаномагнетит, ильменит, шпинель, хромшпинелид, пирит, халькопирит, пирротин; редко пентландит и бравоит. Хим. состав рудного горнблендита: Fe ₂ O ₃ – 23,09 %; FeO – 15,70 %; TiO ₂ – 1,18 %; V ₂ O ₅ – 0,45 %; P – 0,22 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	13	Аномальное-2	(Кузнецов, 2000ф)	П. Магнитная аномалия интенсивностью до 1000 гамм с параметрами 3500 × 700 м. В поле развития габброидов полосчатого комплекса. В глыбовых развалах средне-крупнозернистых массивных и полосчатых габбро со шлирами пироксенитов содержится магнетит в виде вкрапленности и гнездовых скоплений – до 15–20 %. Fe (вал.) – до 13,51 %; TiO ₂ – 0,75–1,24 %; V ₂ O ₅ – до 0,17 %.
I-4	19	Аномальное-3	(Кузнецов, 2000ф)	П. Магнитная аномалия в области развития образований дунит-верлит-клинопироксенит габбрового комплекса. Интенсивность аномалий до 1200 нТл, параметры 1700 × 400 м. В глыбовых развалах амфиболитизированного габбро вкрапленность титаномагнетита – до 10–15 %
II-1	14	Лагортаюское	(Кучерина, 1991ф)	П. Вкрапленное магнетитовое титаномагнетитовое оруденение приурочено к крупному блоку (ксенолиту) в различной степени загрязненных, амфиболитизированных габбро. Параметры оруденелого блока 3,5 × 1,0 км; вытянут в северо-восточном направлении. Вмещающие породы – кварцевые диориты и тоналиты (до плагиогранитов). Оруденелая область подчеркивается аномалией ΔТ величиной 1000–2000 нТл. Содержание вкрапленного титаномагнетита (магнетита) – до 10–15 %; характерна сильная пиритизация пород до 3–10 % и незначительное присутствие халькопирита (1 %). Рудные концентраты титаномагнетитов из габбро и образованных по габбровому субстрату диоритов-плагиогранитов содержат: TiO ₂ – 1,1+1,5 %, V ₂ O ₅ – 0,4–0,5 %. Прогнозные ресурсы бедных руд: по P ₂ – 445 000 тыс. т
II-2	11	Рудная Горка-3	(Кучерина, 1991ф)	П. Скарново-магнетитовое оруденение в пропилитизированных и ороговикованных туфах нижнемалоуральской подсвиты. Проявление удалено на 1 км от контакта с интрузивными образованиями собского комплекса. Скв. X-138 контакт вулканитов с габбро вскрыт в районе проявления на глубине 155 м. Оруденение сосредоточено в двух рудных зонах, удаленных на 200 м друг от друга. Рудные зоны, как и вмещающие породы, имеют северо-восточное простирание; протяженность их 135 и 150 м, мощность от 7 до 30 м. В первой (южной) зоне выявлены три субпараллельные пластообразные залежи. Длина их – от 6–7 до 50 м, мощность – от долей метра до 3 м.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				<p>Во второй (северной) рудной зоне две субпараллельные залежи тектонически разбиты на блоки. Наиболее выдержанное рудное тело имеет общую протяженность 105 м при ширине от 2–2,5 до 6 м. Падение рудных пластообразных залежей пологое (30–400°) юго-восточное, согласное с вмещающими туфами. Выявленные рудные залежи хорошо согласуются с магнитными аномалиями ΔZ с напряжением до 10 000–80 000 гамм.</p> <p>В строении рудных тел принимают участие массивные магнетиты (центральные части рудных тел) и магнетитовые скарны (периферические части рудных тел). Скарны подразделяются на пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые разновидности.</p> <p>Массивные магнетиты характеризуются мелкозернистой структурой, почти повсеместным присутствием вкрапленности халькопирита и, меньше, пирита. Наибольшее количество сульфидов отмечается в рудах второй (северной) рудной зоны. Сульфиды в основной массе руды развиваются в виде мелкой, более-менее, равномерной вкрапленности. Значительно реже встречаются прожилки халькопирита и кальцита, секущие магнетитовые руды. Содержание главных компонентов в рудах колеблется в следующих пределах: Fe (B) от 45,72 до 64,62 % (среднее 55,24 %); FeO от 17,27 до 31,78 % (среднее 23,44 %); Fe₂O₃ от 40,97 до 58,05 % (среднее 53,44 %); S от 0,01 до 4,71 % (среднее 1,39 %); P – не более 0,15 %; Cu (отмечена в 40 % проб) от 0,02 до 2,84 % (среднее 0,46 %); Au – до 5 г/т.</p> <p>Суммарные запасы и ресурсы, по данным горных и геофизических работ, до глубины 50 м по категориям C₂ + P₁ составляют 252 150 т</p>
I-1	47	127	(Кучерина, 1991ф)	<p>ПМ. Зона сульфидно-титаномагнетитовой минерализации в уралитизированных габбро. Ширина зоны – 35 м (вскрыта канавой). Содержание титаномагнетита колеблется от 10 до 30 %. Сульфиды – до 1–5 %, сосредоточены главным образом в северо-западной части рудной зоны, где заметно проявлено окварцевание. По простиранию зона не прослежена. Спектральный анализ показал весьма низкие содержания возможных рудных элементов</p>
I-2	30	1-619	(Кучерина, 1991ф)	<p>ПМ. Вкрапленное титаномагнетитовое оруденение в уралитизированных габбро, фрагментарно прослежено (в маршрутах, канавах, скважинах) по простиранию на 500–700 м. Ширина рудоносной зоны – до 100–150 м. В скв. X-101 оруденение вскрыто на глубине 290–300 м.</p>

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Распределение вкрапленного рудного в зоне неравномерное, содержание его до 12–17 %. По данным микрозондовых исследований, рудный минерал – ванадиевый магнетит с содержанием V_2O_5 до 1,93 %. В рудном габбро содержание компонентов (%): Fe_2O_3 – 5,6–7,0; FeO – 10,1–12,9; TiO_2 – 2,7–3,2; V_2O_5 – 0,16–0,18
I-2	31	1-617	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Развал рудного уралитизированного габбро (параметры незначительные) с содержанием вкрапленного титаномагнетита до 10–15 % и сульфидов (пирита) до 5–8 %
I-2	32	1-615	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Уралитизированное габбро с вкрапленностью титаномагнетита (до 7–10 %) и пирита (до 3–5 %). Параметры незначительны (до 10–20 м)
I-2	39	1-625	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Развал рудных уралитизированных габбро-диабазов (50 × 100 м). Тонкозернистая вкрапленность рудного местами образует сидеронитовую структуру. Содержание титаномагнетита – до 10–15 %. Содержание компонентов: Fe_2O_3 – 6,98 %; FeO – 11,55 %, TiO_2 – 1,94 %; V_2O_5 – 0,20 %
I-2	40	1-138	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Вкрапленное титаномагнетитовое оруденение в уралитизированных габбро прослежено в ходе съемочного маршрута на протяжении 50 м. Видимое содержание рудного – до 20 %. Кроме титаномагнетита отмечается наличие пирита – до 2–3 %
I-4	2	(Q-41-58-Б)	(Кузнецов, 2000ф)	ПМ. НЕТ ДАННЫХ
II-1	1	1-562	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Зона вкрапленного титаномагнетитового оруденения в уралитизированных габбро. Ориентировочные параметры 600 × 100 м, простирание северо-восточное, подтверждается зонами магнитных аномалий ΔT интенсивностью 500 нТл. Вкрапленность титаномагнетита неравномерная – до 5–15 % стремится к созданию сидеронитовой структуры. Кроме титаномагнетита развита вкрапленность сульфидов, главным образом пирита (до 3–5 %). Содержание компонентов в руде (%): Fe_2O_3 – 3,8–5,0; FeO – 9,6–11,1; TiO_2 – 2,27–2,34; V_2O_5 – 0,13–0,16. Содержание меди, по данным спектрального анализа – 0,02 %
II-1	3	1-561	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Две субпараллельные зоны вкрапленного титаномагнетитового оруденения в уралитизированных габбро. Параметры зон 500 × 100 м и 450 × 50 м подтверждаются магнитными

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				аномалиями ΔT величиной 1000 нТл. Простираение зон северо-восточное. Вкрапленность титаномагнетита неравномерная, до 10–20 %, стремится к образованию сидеронитовых структур. Местами отмечается вкрапленность пирита – до 5–7 %. Содержание рудных компонентов (%): Fe_2O_3 – 7,9–8,7; FeO – 12,4–12,6; TiO_2 – 2,2–2,5; V_2O_5 – 0,23. Содержание меди, по данным спектрального анализа, – 0,02 %
II-1	4	Л4-31	(Кузнецов, 2000ф)	ПМ. Зона рудных габбро шириной до 100–150 м. Вкрапленность титаномагнетита – до 10 %, сульфиды – до 3 %
II-1	5	(Q-41-57-B)	(Кузнецов, 2000ф)	ПМ. Зона вкрапленного титаномагнетитового оруденения в уралитизированном габбро. Ориентировочные параметры зоны 250 × 50 м. Неравномерно вкрапленное оруденение стремится к созданию сидеронитовой структуры. Содержание рудного – до 10–20 %
II-1	6	4-279	(Кузнецов, 2000ф)	ПМ. Рудные габбронориты с содержанием мелкозернистого титаномагнетита – до 15 %. Ориентировочные параметры зоны рудных габбро 250–750 м. Содержание компонентов: Fe_2O_3 – 11,6 %; FeO – 11 %; TiO_2 – 2,5 %; V_2O_5 – 0,11 %
II-1	7	Л4-24	(Кузнецов, 2000ф)	ПМ. Выход рудных габброноритов шириной до 3–5 м, среди уралитовых габбро. Вкрапленность титаномагнетита до 20–25 % тяготеет к образованию сидеронитовой структуры. В незначительном количестве (менее 1 %) присутствуют сульфиды
II-1	9	1 – 498	(Кузнецов, 2000ф)	ПМ. Вкрапленное титаномагнетитовое оруденение в уралитизированных габбро образует ряд субпараллельных зон. Наиболее значимая, зафиксированная магнитометрическая аномалия ΔT величиной 500 нТл. Рудный, судя по данным микрозондового исследования, представлен ванадиевым магнетитом (TiO_2 – 0,12 %; V_2O_5 – 1,51 %). Содержание тонкозернистого рудного до 10 – 15 %. В руде содержание компонентов(%): Fe_2O_3 – 8,3–9,1; FeO – 10,5–11,1; TiO_2 – 1,6–1,9; V_2O_5 – 0,17–0,20. Здесь же отмечаются участки и зоны магнетит-пиритовой вкрапленности (до 3–7 %). Содержание меди, по данным спектрального анализа, – до 0,02 %
II-1	10	1 – 517	(Кузнецов, 2000ф)	ПМ. Незначительный участок амфиболитизированных и контаминированных габбро (ксеролит) в тоналитах. В габбро вкрапленность титаномагнетита – до 10 %, образует участками

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				сидеровидную структуру. Содержание компонентов: Fe_2O_3 – 6,4 %; FeO – 9,7 %; TiO_2 – 1,8 %; V_2O_5 – 0,15 %
III-1	3	Обн. 281 Левый борг долины руч. Изьяшор (Q-41-69-A)	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Крутопадающая зона милонитов, в значительной мере гематитизированных и хлоритизированных. Наряду с гематитом в породах много пирита и наблюдаются единичные зерна халькопирита. Мощность зоны – до 2 м. Спектральным анализом в пробах № 565–570 установлено до 3–6 % меди. Химическим анализом, по данным Р. С. Варгановой, установлено до 17,23 % железа
I-1	48	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 500 Тл. Железо
I-1	50	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-1	51	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-1	52	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-1	53	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 500 Тл. Железо
I-1	54	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 500 Тл. Железо
I-1	55	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-1	56	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 500 Тл. Железо
I-1	57	(Q-41-57-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-2	33	(Q-41-57-Б)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-2	38	(Q-41-57-Б)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 500 Тл. Железо
I-2	41	(Q-41-57-Б)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-2	42	(Q-41-57-Б)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-3	15	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	19	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-3	21	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-3	23	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-3	24	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-3	25	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-3	26	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-3	27	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-4	3	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-4	5	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-4	6	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-4	8	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-4	9	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-4	10	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-4	15	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
I-4	16	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
I-4	18	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
II-1	2	(Q-41-57-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
II-1	11	(Q-41-57-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
II-1	15	(Q-41-57-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-1	18	(Q-41-57-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-2	1	(Q-41-57-Г)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-2	4	(Q-41-57-Г)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-2	5	(Q-41-57-Г)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-2	6	(Q-41-57-Г)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-3	1	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-3	2	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-3	3	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная магнитная аномалия интенсивностью 1000 Тл. Железо
П-3	4	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
П-3	5	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
П-3	6	(Q-41-58-B)	(Лычаков, 1991ф)	ГФА. Локальная гравиметровая аномалия. Железо
Х р о м				
I-1	14	1387	(Савельев, 1974ф)	П. Хромитовое оруденение в теле дунитов среди войкаритизированных образований дунит-гарцбургитовой ассоциации. Оруденение в виде двух субпараллельных зон вкрапленных хромитов размерами 40 × 5 м и 25 × 2 м, расположенных на расстоянии 5 м друг от друга. Азимут простирания 3150, падение 22–230°, угол 20–30°. Контакты руды с вмещающими дунитами резкие. Руды редко-средневкрапленные до густовкрапленных; текстура полосчатая, рябчиковая. В руде: Cr ₂ O ₃ – по борздовым пробам от 7,41 до 29,38 в среднем 17,68 %; f – 1,7–2,51; по штупфной пробе 44,98 %. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 50,64–55,96 %; Al ₂ O ₃ – 11,87–15,30 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	17	Пайты	(Овечкин, 1999ф)	П. Рудные тела, группирующиеся в цепочку СВ простирания длиной 0,8 км. Мощность тел – 0,5–20,9 м, длина 70–160 м. Содержание Cr_2O_3 в сырой руде от 14,24 до 47,95 %, по монофракциям хромшпинелида от 43,53 до 57,87, %, в среднем 51,15 %. Прогнозные ресурсы (P_1) составили 2364 тыс. т
I-1	20	2469	(Овечкин, 1999ф)	П. Хромитовое оруденение СВ простирания средней мощностью 4,7 м, протяженностью до 40 м висячем боку сильно серпентинизированных дунитов. Руды от убоговкрапленных до сплошных. Простирание СВ, падение ЮВ. Руды метаморфизованные. В руде: Cr_2O_3 – 7,8–52,17 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 46,98–49,68 %; Al_2O_3 – 14,47–18,62 %. По данным пробирного анализа в СВ части зоны: Pt – 0,43 г/т; Pd – 0,33 г/т; Rh < 0,04 г/т (ШК-129-1). Входит в Хойлинское рудное поле
I-1	21	482	(Овечкин, 1999ф)	П. Три сближенных рудных тела длиной 40; 50 и 50 м, расстояние между телами 10–15 м и 3–5 м, мощность тел – 0,3–0,7 м; 1,0 м; 0,7 м. Оруденение в теле пегматоидных дунитов среди войкаритов. Падение оруденения – 150–1600, угол – 60–750°. Руды шлировополосчатые, редко-среднекрапленные мелко-среднезернистые метаморфизованные. В руде: Cr_2O_3 – 9,59–13,24 %. Входит в Хойлинское рудное поле
I-1	22	483	(Овечкин, 1999ф)	П. Зона хромитового оруденения в дунитовом теле среди войкаритов. Протяженность 100 м, мощность – 1,1 м. Простирание СВ, падение ЮВ 60–85°. Руды в ЮВ части зоны редко-среднекрапленные, в центральной и СВ части шлирово-полосчатые. В руде: Cr_2O_3 – 22,55–38,56 %. Входит в Хойлинское рудное поле
I-1	24	432	(Овечкин, 1999ф)	П. Хромитовое оруденение в северо-восточном окончании крупного (500–2500 м) будинированного тела дунитов среди войкаритовых сланцев. На протяжении 300 м в дунитах прослеживается зона струйчато-шлирового оруденения в виде одной-двух полос мощностью 0,3–

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				1,0 м. Падение устойчивое юго-восточное (140–1600) под углом 70–80°. Руды в основном убого-редковкрапленные реже средне-густовкрапленные. В руде: Cr ₂ O ₃ – от 17,03 до 35,14 %. Входит в Хойлинское рудное поле
I-1	26	1139	(Овечкин, 1999ф)	П. Зона хромитового оруденения в дунитовом теле СВ простираия. В ЮЗ части зоны – пластообразное тело сплошных и густовкрапленных хромитов протяженностью 60 м, мощностью до 1–1,2 м. Падение СВ, угол 80–90°. В руде: Cr ₂ O ₃ – 43,7–48,1 %. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 50,63–55,54 %; Al ₂ O ₃ – 12,87–13,70 %. В 50 м на СВ тело прожилково-вкрапленных руд мощностью 0,9 м (не оконтурено). В руде: Cr ₂ O ₃ – 30,11 %. На юго-восточном фланге по простираию тела отмечается развал обломков густовкрапленных хромитов 25 × 130 м. Входит в Хойлинское рудное поле
I-1	27	472	(Овечкин, 1999ф)	П. Хромитовое оруденение в вытянутом будинированном теле дунитов среди войкаритов. В ЮЗ части тела на протяжении 200–300 м зоны прерывистого струйчатого, шлирово-струйчатого оруденения мощностью до 0,4–0,6 м, протяженностью до 10–30 м. Руды убого-редковкрапленные, метаморфизованные. В руде: Cr ₂ O ₃ – 11,23–19,67 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 54,63–59,08 %; Al ₂ O ₃ – 8,01–10,61 %
I-1	40	1439	(Кучерина, 1991ф)	П. Линзовидное тело хромитов в дунитах среди гарцбургитов, длиной 20–25 м, мощностью 2,4 м. Простираие 330, угол 70–80°. Руда густовкрапленная до сплошной, массивная, средне-крупнозернистая. Контакты резкие, четкие. В руде: по бороздовым пробам Cr ₂ O ₃ – 36,4–39,41 %, по штуфной пробе – 43,42 %; В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 37,97–45,37 %
I-2	3	Лев-Пайерское III	(Граудинь, 1975ф)	П. Два удаленных на 40 м друг от друга тела хромитов: 1. Будинированное тело вкрапленных крупнозернистых метаморфизованных хромитов с хлоритовым цементом. Протяженность 20 м, мощность 1–3 м. Падение 140°, угол 50–70°. Вмещающие породы – сланцеватые

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				<p>войкариты. В руде: Cr_2O_3 – 27,2 %; FeO – 35,6 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 46,29; FeO – 33,16 %.</p> <p>2. Тело неправильной формы метаморфизованных средневкрапленных среднезернистых хромитов с хлоритовым цементом. Протяженность 12 м, мощность 3–4 м. Падение – 310°, угол 70–80°. Вмещающие породы – войкариты. В руде: Cr_2O_3 – 9,7 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 47,33–50,44 %; Al_2O_3 – 9,35–21,19 %</p>
I-2	4	651	(Граудинь, 1975ф)	<p>П. Линзовидная залежь хромитов с тонкой оторочкой дунитов среди войкаритов протяженностью 15 м, ширина 1,0–6,3 м. Простираение 50°, падение 330–350°, угол 30–80°. Хромиты средне-густовкрапленные, до сплошных, среднезернистые метаморфизованные. В руде: Cr_2O_3 – 32,02–37,72 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 43,11–49,34 % Al_2O_3 – 17,84–25,37 %</p>
I-2	6	Лево-Пайерское II	(Граудинь, 1975ф)	<p>П. Линзовидное тело хромитов густовкрапленных, средне-крупнозернистых, в войкаритах. Контакты резкие, ступенчатые с прерывистой дунитовой оторочкой до 1,0 м мощностью. Протяженность тела – 32 м, мощность 2–5 м. Азимут падения 310°, угол 80°, склонение 20°, угол 60°. Руды метаморфизованные, с хлоритовым и хлоритсерпентиновым цементом. В руде: Cr_2O_3 – 23,50–35,2 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,37–55,92 %; Al_2O_3 – 26,01–7,66 %</p>
I-2	7	Лево-Пайерское	(Граудинь, 1975ф)	<p>П. Линзовидное рудное тело (№ 98) длиной 44 м, шириной до 10 м с установленной длиной по падению и склонению 190 м. Рудное тело погружается на СВ под углом 20–30°. Руды, вкрапленные до сплошных, рассеченные жилами клинопироксенитов. Запасы по категории C_2 равны 100 тыс. т при среднем содержании Cr_2O_3 26,08 %. Содержание Cr_2O_3 в сырой руде – от 8,66 до 42,46 %, по монофракциям хромшпинелида – от 42,46 до 55,29 %, в среднем 47,58 %. В рудном теле 98 были выделены три участка сплошных хромитовых руд, пригодных для использования без обогащения, среднее содержание Cr_2O_3 – 39,52 % при запасах 14 тыс. т. Кроме того, на флангах месторождения на площади 4 км² выявлено пять рудных тел с параметрами от 0,8 × 8 м до 8 × 64 м и прогнозными ресурсами (P_1) 729 тыс. т</p>

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	8	Лево-Пайерское I	(Овечкин, 1999ф)	П. В войкаридах линзовидная залежь хромитов средне-густовкрапленных, среднезернистых. Контакты резкие с дунитовой оторочкой. Азимут падения 130–1600, угол 50–700. Протяженность – 64 м, мощность 2–12 м. Цемент хлоритовый. Отмечаются прожилки хромактинолита, уваровита, мелкие кристаллы хромвезувиана. В руде: Cr ₂ O ₃ – 15,5–31,6 %; В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 41,97–44,82 %; Al ₂ O ₃ – 15,77–25,28 %
I-2	9	Лево-Пайерское IV	(Граудинь, 1975ф)	П. Ступенчатая жила хромитов в гарцбургитах. Тело с четкими контактами, дунитовой и местами клинопироксенитовой оторочкой. Длина 30 м, мощность 2,5–5,0 м. Простираение субширотное, падение северное – 50°. Руды средне-густовкрапленные, до сплошных. В руде: Cr ₂ O ₃ – 19,05 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 43,09 %; Al ₂ O ₃ – 21,70 %
I-2	16	118	(Граудинь, 1975ф)	П. Трубообразное тело хромитов с параметрами 5,8 × 10–12 м с дунитовой оторочкой среди гарцбургитов. Азимут падения 350, угол 50°. Руды густовкрапленные до сплошных, средне-мелкозернистые. Контакты с дунитами на С-3 четкие, резкие, на востоке расплывчатые, вертикальные. В руде: Cr ₂ O ₃ – по бороздовым пробам 33,67–36,16 %
I-2	19	Проявление 1220 Водораздельная часть рек Ямботывис и Левая Пайера (Q-41-57-Б)	(Савельев, Савельева, Граудинь, 1972, 1974; Граудинь, 1976)	П. Линзовидное тело в гарцбургитах с дунитовой оторочкой, длиной 16 м, мощностью 1,0–2,0 м. Азимут падения 60–120°, угол 40–60°. Руды сплошные и средневкрапленные орбикулярные среднезернистые. В руде: Cr ₂ O ₃ – 26,87–34,01 %; средняя – 29,6 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 41,96 %; Al ₂ O ₃ – 23,81 %
I-2	23	Проявление Морковкинское	(Граудинь, 1975ф)	П. Линзовидная залежь хромитов длиной 37 м, мощностью 3–13 м, в небольшом теле дунитов среди гарцбургитов. Азимут адения 120–130°, угол 50–80°. Руда нодулярная с обособлениями массивной. Нодули от округлых до почти октаэдров, размером до 0,5–2,5 см. В руде: Cr ₂ O ₃ – от 23,74 до 35,28 %, среднее – 30,54 %; в монофракциях х/ш: Cr ₂ O ₃ от 39,17 до 41,74 %
I-2	25	287	(Граудинь, 1976ф)	П. Две параллельные линзовидные залежи хромитов (6 × 40 м, 42 × 20 м) в небольшом дунитовом теле среди гарцбургитов. Простираение залежей северо-западное, падение субвертикальное. Руды средневкрапленные нодулярные. Контакты резкие, четкие. В руде: Cr ₂ O ₃ – от 16,94 до 24,47 %. в монофракциях х/ш: Cr ₂ O ₃ – от 34,18 до 38,83 %; Al ₂ O ₃ – от 28,66 до 32,87 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	3	55	(Кучерина, 1991ф)	П. Линзовидная залежь хромитов в гарцбургитах (с дунитовой оторочкой). Ширина 1,3–4,7 м, длина 17,5 м. Простираение 1000, падение контактов в противоположные стороны (на расширение), угол 40; 70°. Залежь имеет восточное склонение – угол 20–60°. Руды среднезернистые средневкрапленные, с обособлениями сплошных
I-3	9	Бурхойлинское	(Овечкин, 1999ф)	П. Серия линзовидных тел хромитов в зоне дунитов среди гарцбургитов. В полосе 16 × 140 м вскрыты канавами семь тел мощностью от 0,25 до 2,8 м, протяженностью от 6–8 до 32 м. Простираение 100–1300, падение юго-западное и северо-восточное. Контакты резкие. Руды в основном густовкрапленные, реже редковкрапленные. В руде: Cr ₂ O ₃ – по бороздовым пробам до 12,29 %; по штуфным пробам – до 40,4 % при содержании SiO ₂ 2,5 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 39,28–48,07 %; Al ₂ O ₃ – 16,37–26,22 %
I-3	11	3306	(Граудинь, 1975ф)	П. Выпукло-линзовидный выход хромитов в теле дунитов среди войкаритов. Мощность – 4,5 м, протяженность – около 10 м. В центральной части сложено густовкрапленными хромитами в краевых – средневкрапленными. Тело вытянуто в СВ направлении. Контакты резкие слабосерпентинизированные со встречным падением (на выклинивание), 55–60. В цементе хлорит и серпентин. В руде: Cr ₂ O ₃ – по бороздовым пробам 19,46–32,64 %; по штуфной пробе 37,44 % В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 46,99 %; Al ₂ O ₃ – 18,80 %
I-1	3	2-264	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал в гарцбургитах с дунитами (до 10–30 %) длиной 20 м, шириной 3–4 м. Руды густовкрапленные, мелкозернистые, прожилковые, мощность прожилков – 0,5–2,5 см до 20–3 см. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 47,64 и 52,33 %; Al ₂ O ₃ – 19,24 и 11,09 %
I-1	4	2190	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Полосчатое хромитовое оруденение в образованиях дунит-гарцбургитовой ассоциации. Зона частично вскрыта под наносами, видимые параметры: 0,4–0,8 × 35 м. Простираение изменчивое, невыдержанное, в целом 3-ЮЗ. Руды убоговкрапленные метаморфизованные. В руде: Cr ₂ O ₃ – 12,40 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 52,18 %; f – 2,1
I-1	5	2192a	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Богатый развал сплошных и вкрапленных прожилковых руд в гарцбургитах. Параметры незначительные. В руде: Cr ₂ O ₃ – 23,17–25,65 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 38,85–41,37 %; Al ₂ O ₃ – 22,84–28,70 %. Входит в рудопроявление Хойлинское

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	6	4025	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов (20 × 60 м) убого-редковкрапленных, приурочен к небольшому телу дунитов среди гарцбургитов. В руде: Cr ₂ O ₃ – 24,24 %
I-1	8	1-268	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал в дунитах среди войкаритов длиной 50 м, шириной 1–2 м. Руды сплошные, густовкрапленные среднезернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 51,71 %; Al ₂ O ₃ – 14,71 %
I-1	9	3-169	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал с редкими коренными выходами шлирово-струйчатых густовкрапленных хромитов. Параметры развала: 20 × 100 м. Вмещающие породы – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 49,26 %; Al ₂ O ₃ – 19,07 %
I-1	10	1797	(Савельев, 1972ф)	ПМ. Элювиальный развал хромитов в пегматоидных дунитах длиной 40 м, шириной 20 м. Руда сплошная, средне-крупнозернистая. В руде: Cr ₂ O ₃ – 40,17 %; В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 52,11 %; Al ₂ O ₃ – 14,15 %
I-1	12	4302	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Прожилки редко-среднекрапленных хромитовых руд мощностью до 0,7 м, протяженностью по развалам до 100 м. Азимут простирания 140 × 70°. Далее вниз по склону бедный элювиально-делювиальный развал в гигантозернистых дунитах среди войкаритов длиной 50–70 м, 3–5 м шириной. Руды редко-густовкрапленные, мелкозернистые, массивные, полосчатые. в руде: Cr ₂ O ₃ – 34,71 %
I-1	13	3-155	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Богатый элювиально-делювиальный развал в оливин-антигоритовых породах с дунитами (10 %) длиной 10 м, шириной 3 м. Руды густовкрапленные, шлирово-полосчатые, мелко-среднезернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 56,69 %; Al ₂ O ₃ – 11,18
I-1	15	1363	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Линзовидное тело хромитов длиной 6–7 м, мощностью 2–3 м в зоне войкаритов. Руды средне-густовкрапленные, прожилковые, мощность прожилков, шлиров 3–4 см (до 10–15 см). Азимут падения 125°, угол 70°. В руде: Cr ₂ O ₃ – 40,18–46,04 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 55,40 %; Al ₂ O ₃ – 12,22 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	16	1376	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Зона шлирово-полосчатых руд в развалах и фрагментарно прослежена в коренном выходе в дунитовом теле среди войкаритовых сланцев. Мощность 0,6 м, длина 150 м. Делювиальный шлейф редко-густовкрапленных хромитов длиной 250–350 м, шириной до 100 м. В пегматоидных дунитах среди войкаритов. Руды струйчатые, метаморфизованные. В руде: Cr_2O_3 – 20,48–37,54 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 44,32 %; Al_2O_3 – 17,86 %
I-1	18	458	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Бедный развал (100 × 100 м) средневкрапленных хромитовых руд в моренных отложениях. Азимут простирания 130–140°. В руде: Cr_2O_3 – 37,64 %
I-1	19	1-287	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Богатый элювиально-делювиальный развал хромитов длиной 50 м, шириной 5 м, среди дунитов и гарцбургитов нерасчлененных. Руды от редковкрапленных до густовкрапленных, массивные среднезернистые метаморфизованные. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 46,28 %; Al_2O_3 – 16,59 %
I-1	23	52	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Зона струйчато-шлирового оруденения убоговкрапленных руд в теле дунитов среди войкаритов. Шлиры распределены неравномерно в зоне длиной 100 м, шириной около 3 м. Азимут падения шлиров; в основном 100–115°, реже – 330 и 210°, углы падения 40–85°. В руде: Cr_2O_3 – 6,12–10,13 %
I-1	25	190	(Граудинь, 1975ф)	ПМ. Элювиальная развалка хромитов длиной 25–30 м, шириной 5–10 м в войкаритах. Руды густовкрапленные и сплошные крупнозернистые
I-1	28	152	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Серия параллельных и кулисообразных струй, прожилков и шлиров убоговкрапленных хромитов в крупном дунитовом теле среди войкаритов. Мощность зоны 3 м, протяженность (по развалам) до 250 м. Мощность струй 2–5 мм, прожилков 1–2 до 10–20 см. Азимут падения 150°, угол 70°; склонение 230°, угол 50–60°. В руде: Cr_2O_3 – 15,56–26,12 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 55,04 %
I-1	29	473	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Бедный коллювиальный развал (7–50 × 1200 м) средневкрапленных хромитовых руд среди моренных и коллювиальных отложений с крутых склонов кара. Руда хлоритизирована. В руде: Cr_2O_3 – 25,61 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	30	149А	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Бедный элювиально-делювиальный развал хромитов длиной 50 м, 1–2 м шириной в войкаритах. Руды редковкрапленные, хлоритизированные, мелко-среднезернистые. Выявлено наличие серебра (т. 150) пробирным анализом – Ag – 17,6 г/т
I-1	31	413	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Богатый элювиально-делювиальный развал густовкрапленных и сплошных хромитов средне-крупнозернистых. Вмещающие породы – войкариты. Протяженность 150 м, ширина 30 м. В обнаженном фрагменте коренного выхода падение контакта 140–160°, угол 65°. В руде: Cr ₂ O ₃ – 33,58 %; Al ₂ O ₃ – 16,48 %
I-1	33	1461	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Делювиальный шлейф хромитов размерами 100 × 250 м, заканчивающийся элювиальной развалкой длиной 10 м, шириной 5 м среди гарцбургитов. Руда сплошная, густовкрапленная. В руде: Cr ₂ O ₃ – 31,98 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 37,98 %; Al ₂ O ₃ – 30,68 %
I-1	35	3-225	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Делювиальный шлейф обломков шлировых густовкрапленных хромитов в гарцбургитах. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 31,12 %; Al ₂ O ₃ – 27,82 %
I-1	36	5026	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Элювиальный шлейф хромитов в гарцбургитах длиной 40 м, шириной 30 м. Руда сплошная. В руде: Cr ₂ O ₃ – 31,72 и 32,31 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 37,95–39,40 %; Al ₂ O ₃ – 28,29–29,43 %
I-1	37	4048	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал хромитов в гарцбургитах, длиной 10 м, шириной 5 м. Руда густовкрапленная до сплошной, мелкозернистая. В руде: Cr ₂ O ₃ – 36,41 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 39,24–42,40 %; Al ₂ O ₃ – 23,38–28,17 %
I-1	39	3-226	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Делювиальный развал в дунитах длиной 40–50 м, мощностью 3 м. Руды густовкрапленные до сплошных, средне-мелкозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 54,08 %; Al ₂ O ₃ – 13,98 %
I-1	41	4-121	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Два бедных элювиально-делювиальных развала хромитов в гарцбургитах; с параметрами 30 × 70 м и 20 × 40 м. Руды густовкрапленные, неравномернозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 33,79–37,52 %; Al ₂ O ₃ – 30,37–33,91 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	42	4-120	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Делювиальный развал хромитов в гарцбургитах длиной 50 м, шириной 20 м. Руды густовкрапленные. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 32,94 %; Al_2O_3 – 34,17 %
I-1	43	3-243	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал хромитов в дунитах, длиной 20 м, шириной 3–5 м. Руды густовкрапленные до сплошных. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,50 %; Al_2O_3 – 28,98 %
I-1	44	4072	(Граудинь, 1976ф)	ПМ. Линзовидная залежь хромитов длиной 5 м, мощностью 1 м. Простираение 330° , вертикальное падение. Руда массивная. В руде: Cr_2O_3 – 34,54 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 38,37 %; Al_2O_3 – 30,94 %
I-1	45	3-219	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал хромитов в дунитах длиной 20 и шириной 15 м. Руды сплошные и густовкрапленные. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 53,42 %; Al_2O_3 – 14,93 %
I-1	46	4-118	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Делювиальный развал хромитов в гарцбургитах длиной около 100 м, шириной 30 м. Руда густовкрапленная до сплошной, массивная. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 48,41 %; Al_2O_3 – 19,66 %
I-2	2	3-41	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал в дунитах длиной 70 м, шириной 1–1,5 м. Руды шлирово-струйчатые до густовкрапленных. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 54,23–56,13 %; Al_2O_3 – 11,85–12,55 %
I-2	5	2431	(Савельев, 1972ф)	ПМ. Распльчатое прожилково-вкрапленное оруденение в войкаритах длиной 100–200 м, шириной около 5 м, азимут простирания 20 – 40° . Прожилки и шлиры среднегустовкрапленных руд. В руде: Cr_2O_3 – 33,17 %
I-2	10	598	(Савельев, 1972ф)	ПМ. Линзовидное тело длиной 4,5 м и шириной 2,2 м в войкаритах. Падение 160 – 280° , угол 30 – 70° . Руды густовкрапленные до сплошных, мелкозернистые. В руде: Cr_2O_3 – 40,30 %; В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 49,33 %; Al_2O_3 – 18,43 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	11	95	(Савельев, 1972ф)	ПМ. Прерывистое прожилковое оруденение в войкаритах, падение 100, угол 40–50°. Пржилки средне- и густовкрапленные до сплошных хромитов. В руде: Cr ₂ O ₃ – 13,4–33,9 %
I-2	12	94	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Развалы и фрагментарные коренные выходы хромитов в гарцбургитах, длиной 5 м, мощностью 0,8 м, падение 50°, угол 30–40°. Контакты резкие, часто с зеркалами скольжения, руды сплошные, средне-крупнозернистые, реже вкрапленные. Обнажается западный контакт тела – азимут падения 2700 × 680. В руде: Cr ₂ O ₃ – 37,68 % и 38,86 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 44,49 %; Al ₂ O ₃ – 23,47 %
I-2	13	81	(Савельев, 1974ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал хромитов в дунитах протяженностью до 30 м, шириной 3–4 м. Руды средневкрапленные до сплошных, неяснополосчатые
I-2	15	4175	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиальный развал хромитов среди гарцбургитов, длина шлейфа 30–40 м, мощность 3–5 м, простирание 170°. Руды густовкрапленные до сплошных, мелкозернистые. В руде: Cr ₂ O ₃ – 33,92 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 36,64–37,59 %; Al ₂ O ₃ – 25,66–30,10 %
I-2	18	1-85	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиальный развал и редкие коренные выходы в дунитах на площади 30 × 70 м, простирание СВ. Руды сплошные и густовкрапленные в виде прожилково-струйчатощиловых (1–5 см) выделений, среднезернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 43,95–44,54 %; Al ₂ O ₃ – 22,39–25,50 %
I-2	22	2-148	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал хромитов среди дунит-гарцбургитового комплекса (дунитов до 30 %); длиной 50 м, шириной 3–5 м. Руды убоговкрапленные, редко сплошные. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 46,29 %; Al ₂ O ₃ – 17,07 %
I-2	24	4105	(Граудинь, 1976)	ПМ. Эльвиальные развалы хромитов длиной 1 м, шириной 1 м. Руды густовкрапленные до сплошных. В руде: Cr ₂ O ₃ – 33,05 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 46,45 %; Al ₂ O ₃ – 22,13 %
I-2	26	4-48	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальный развал хромитов длиной 100 м, шириной 20 м. Руды средне-густовкрапленные. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 39,35 %; Al ₂ O ₃ – 26,68 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	27	1305	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиальный развал в гарцбургитах длиной 50 м, шириной 10–15 м. Руды густовкрапленные сплошные, реже средневкрапленные и нодулярные: модули 0,5–1,0 см овальной и округлой формы. В руде: Cr_2O_3 – 40,86 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 44,08 %
I-3	1	586	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Бедный делювиальный развал (10 × 20 м) густовкрапленных хромитовых руд среди гарцбургитов с дунитовой составляющей до 30 %. Азимут простирания 140°. Руды среднекрупнозернистые. В руде: Cr_2O_3 – 32,16 %
I-3	2	737	(Овечкин, 1999ф)	П.М. Элювиальный развал (3 × 5 м) фрагменты коренных шпирого-полосчатых хромитовых руд. Азимут простирания 500. Шлиры, полосы и струи мощностью до 2–5 см представлены убогоредко- и густовкрапленно-сплошными рудами. Шлиры залегают в дунитовых телах мощностью до 3 м, длиной до 10 м. В руде: Cr_2O_3 – 34,75 %
I-3	4	734	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Бедный элювиально-делювиальный развал (30 × 200 м), в вершине богатый (на площади 5 × 30 м), обломки до 15 см. В поле гарцбургитов с дунитовой составляющей до 20 %. Простирание 160° (вниз по склону). Руды сплошные и густовкрапленные. В руде: Cr_2O_3 – 34,47 %
I-3	5	4-22	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный шлейф обломков хромитов средне-густовкрапленных. Ширина 10 м, по простиранию не прослежен. Азимут простирания 80° (вниз по склону). Среди войкаритизированных гарцбургитов. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 45,90 %; Al_2O_3 – 18,99 %
I-3	7	637	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (250 × 20–50 м), бедный; в вершине (20 × 50 м) богатый. Обломки до 0,4–1,0 м. В поле метаморфизованных гарцбургитов с дунитовой составляющей до 20 %. Простирание развала 230° (вниз по склону). Руды от редко-средневкрапленных до сплошных, средне-крупнозернистые. В руде: Cr_2O_3 – 25,58–44,11 %; Al_2O_3 – 12,73–20,0 %
I-3	8	4-6	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный шлейф средне-густовкрапленных хромитов, шириной 10 м в поле гарцбургитов, метаморфизованных. в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 43,72 %; Al_2O_3 – 20,43 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	10	3811	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Бедный элювиально-делювиальный развал (20 × 150 м) средневкрапленных хромитовых руд. Азимут простирания 60°. Расположен среди гарцбургитов с дунитовой составляющей до 30 %. В руде: Cr ₂ O ₃ – 20 %
I-3	12	581	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Делювиальный развал (250 × 30–50 м), бедный; сплошных и густовкрапленных хромитов, средне-густовкрапленных. Простирание развала 240° (вниз по склону), среди частично войкаритизированных гарцбургитов с содержанием дунитов до 20–30 % В руде: Cr ₂ O ₃ – 42,3 %; Al ₂ O ₃ – 26,47 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 44,67 %; Al ₂ O ₃ – 21,48 %
I-3	14	548	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал, ширина от 20 до 30 м, длина 100 м, бедный, густовкрапленных хромитов. Обломки уплощенные, до 5–10 см. Простирание 260 (вниз по склону). Приурочен к гарцбургитам. В руде: Cr ₂ O ₃ – 34,54 %; Al ₂ O ₃ – 25,71 %; FeO – 15,53 %
I-3	16	700	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Бедный элювиальный развал (1–5–10 × 100 м) густовкрапленных хромитов среди антигоритоливиновых сланцеватых пород. В руде: Cr ₂ O ₃ – 29,09 %; Al ₂ O ₃ – 17,14 %
I-3	17	3402А	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Линзовидное тело хромитов, мощность 2 м, протяженность – 6 м. Азимут простирания 125°. Вмещающие – дуниты, вблизи контакта с гарцбургитами. Контакты резкие с серпентинизацией. Руды сплошные и густовкрапленные, в цементе серпентин и хлорит. Присутствуют примазки уваровита. В руде: Cr ₂ O ₃ – 29,95–33,72 %; Al ₂ O ₃ – 23,85–26,67 %
I-3	18	704	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал (5 × 100 м) хромитов, бедный, обломки до 10–15 см, редко до 0,4 м. Простирание В-СВ. Руды средне-густовкрапленные. В поле войкаритов. Руды сильно хлоритизированы. В руде: Cr ₂ O ₃ – 29,61 %; Al ₂ O ₃ – 17,14 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 46,78 %; Al ₂ O ₃ – 20,95 %; FeO – 19,6 %
I-3	20	4666	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиальный развал (5 × 5 м) богатый, основная масса на площади 1,5 × 3 м. Обломки до 0,3 м. Общая площадь развала (бедного) 10 × 30–40 м. Контакты с вмещающими дунитами резкие, неровные. Руды сплошные, густовкрапленные, средне-мелкозернистые хлоритизированные. В руде: Cr ₂ O ₃ – 33,34 %; Al ₂ O ₃ – 23,72 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 41,55–42,41 %; Al ₂ O ₃ – 25,28–26,18 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	22	727	(Овечкин, 1999ф)	ПМ. Элювиально-делювиальный развал средне-густовкрапленных хромитов, полосчатых, шлирово-полосчатых в краевой части поля дунитов. Параметры развала (бедного) – 150 × 50 м. Азимут простирания 270°. В руде: Cr ₂ O ₃ – 37,5 %; Al ₂ O ₃ – 17,34 %; в монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 41,75–46,06 %; Al ₂ O ₃ – 17,21–23,05 %
I-1	7	3-169, 4025, 3-170	(Кучерина, 1991ф)	ВГХО. 3-169: элювиально-делювиальный развал с редкими коренными выходами шлирово-струйчатых, густовкрапленных хромитов. Параметры развала 20 × 100 м. Вмещающие пород – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные. В монофракции х/ш: Cr ₂ O ₃ – 49,69, Al ₂ O ₃ – 19,07 %; f – 3,19 ПМ. 4025: элювиально-делювиальный развал хромитов (20 × 60 м) убогоредковкрапленных, приурочен к небольшому телу дунитов среди гарцбургитов. В руде: Cr ₂ O ₃ – 21,42 %, f – 1,6 ПМ. 3-170: обломки густовкрапленных мелко-среднезернистых хромитов среди гарцбургитов с незначительным количеством дунитов (до 10 %). В монофракции х/ш: Cr ₂ O ₃ – 44 %, Al ₂ O ₃ – 22,24 %
I-1	11	2-244	(Кучерина, 1991ф)	ВГХО. ПМ. 2-244: зона шлирово-полосчатых руд в дунитах пегматоидных, крупно-гигантозернистых, среди войкаритовых сланцев. Длина зоны 15 м, мощность 0,5 м. Азимут падения 1300; угол 60–70°. Руды средне-густовкрапленные. В монофракции х/ш: Cr ₂ O ₃ – 47,36, f – 1,63 ПМ. 4025: развал убого-редковкрапленных метаморфизованных хромитов длиной 20–30 м, среди войкаритов. В монофракции х/ш: Cr ₂ O ₃ – 53,97, f – 2,15
I-1	32	3-29	(Кучерина, 1991ф)	ВГХО. 3-29: элювиально-делювиальный развал в дунитах длиной 100 м, мощностью 50 м. Руды густовкрапленные, нодулярные (1,5–2,0 см). В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 54,13 %; f – 2,88
I-1	38	3-226 3-227 3-228	(Кучерина, 1991ф)	ВГХО. 3-226: делювиальный развал в дунитах длиной 40–50 м, мощностью 3 м. Руды густовкрапленные до сплошных, средне-мелкозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr ₂ O ₃ – 54,08 %; f – 3,15;

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				3-227: элювиально-делювиальный развал в дунитах длиной 20–30 м, шириной 3 м. Руды массивные мелкозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 53,60 %; f – 2,85. 3-228: элювиально-делювиальный развал в дунитах, шириной 3 м. Руды густовкрапленные до сплошных, мелкозернистой структуры. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 30,13 %; Al_2O_3 – 33,12
I-1	49	2-283 3-282	(Кучерина, 1991ф)	ВГХО. 2-283: элювиально-делювиальный развал в гарцбургитах длиной 50 м, шириной 1,5–3 м. Руды среднегустовкрапленные, среднезернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 41,89 %; Al_2O_3 – 25,70 %. 3-282: линзовидное тело изогнутой формы в гарцбургитах длиной 7–8 м, шириной 3 м. Руда густовкрапленная до сплошной, среднезернистая. Контакты резкие. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,52 %; Al_2O_3 – 28,77 %
I-2	1	655, 3-41, 3-59	(Кучерина, 1991ф)	ВГХО. 655: элювиально-делювиальные развалы хромитов, длина шлейфа 50 м, ширина 10–50 м, вмещающие породы – войкариты. Руды средне- и густовкрапленные, редко сплошные, средне- и крупнозернистые. В руде: Cr_2O_3 – 23,37 %. В монофракциях хромшпинелида: Cr_2O_3 – 43,78–46,42 %; Al_2O_3 – 16,83–24,18 %. 3-41: элювиально-делювиальный развал в дунитах длиной 70 м, шириной 1–1,5 м. Руды шлирово-струйчатые до густовкрапленных. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 54,23–56,15 %; f – 2,96–3,69. 3-59: элювиально-делювиальный развал в дунитах длиной 50 м, шириной 2,5 м. Руды шлирово-полосчатые до густовкрапленных, мелкозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 56,93 %; f – 3,17
I-2	14	5109, 2-137, 4175	(Лычаков, 1991ф)	ВГХО. ПМ. 5109: элювиальный шлейф хромитов в гарцбургитах длиной 30 м, мощностью 20 м. Руда средне-густовкрапленная, мелко-среднезернистая. В руде: Cr_2O_3 – 33,17 %; В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 38,19 %; Al_2O_3 – 29,69 %. ПМ. 2-137: богатый развал хромитов в теле дунитов, длиной 200 м, шириной от 5 до 35 м северо-западного простирания; руды от убоговкрапленных, шлирово-полосчатых с мощно-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				<p>стью полос от первых мм до 2–3 см, иногда в виде гнезд до 5–15 см, до сплошных, густовкрапленных мелкозернистых. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 49,13 %; f – 2,86 %.</p> <p>ПМ. 4175: элювиальный развал хромитов среди гарцбургитов, длина шлейфа 30–40 м, мощностью 3–5 м, простирание 170°. Руды густовкрапленные до сплошных, мелкозернистые. В руде: Cr_2O_3 – 33,92 %; В монофракциях хромшпинелида: Cr_2O_3 – 36,63–37,54 %; Al_2O_3 – 25,66–30,10 %</p>
I-2	17	1-100, 1-99, 1-85	(Кучерина, 1991ф)	<p>ВГХО. ПМ. 1-100: развалы и коренные выходы в дунитах на площади 20 × 40 м. Руды струйчато-шлировые, участками густовкрапленные до сплошных, мелкозернистые. В монофракциях хромшпинелида: Cr_2O_3 – 44,40–46,37 %; Al_2O_3 – 23,99–24,01 %.</p> <p>ПМ. 1-99: элювиальные развалы средне-густовкрапленных и сплошных руд мелкозернистой структуры, на площади 20 × 40 м в крупном дунитовом теле. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 47,52 %; Al_2O_3 – 21,52 %, f – 3,21.</p> <p>ПМ. 1-85: элювиальный развал и редкие коренные выходы в дунитах на площади 30 × 70 м, простирание С-В. Руды сплошные и густовкрапленные в виде прожилково-струйчато-шлировых (1–5 см) выделений, среднезернистые. В монофракциях хромшпинелида: Cr_2O_3 – 43,95–44,70 %; Al_2O_3 – 22,39–25,50 %</p>
I-2	20	1-97, 1-112, 1-114, 1-111	(Кучерина, 1991ф)	<p>ПМ. 1-97: элювиально-делювиальный развал хромитов в дунитах длиной 100 м, шириной 20–30 м. Руды шлирово-вкрапленные, неравнозернистые с ветвящимися жилами, сгущениями. В монофракциях хромшпинелида: Cr_2O_3 – 45,91–47,79 %; Al_2O_3 – 16,10–20,59 %, f – 1,90–3,01.</p> <p>ПМ. 1-112: элювиально-делювиальный развал шлирово-вкрапленных хромитов в дунитах. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 42,44 %; Al_2O_3 – 23,29 %, f – 3,21.</p> <p>ПМ. 1-114: элювиально-делювиальные развалы в дунитах хромитовых руд, шлирово-полосчатых, сплошных, густовкрапленных. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 50,96 %; f – 3,26.</p> <p>ПМ. 1-111: элювиально-делювиальные развалы в дунитах длиной 20–50 м и более, шириной 5–10 м, С-В простирания. Руды шлирово-полосчатые, густовкрапленные до сплошных. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 47,72 %; f – 2,24</p>

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	21	3-135, 3-143, 4-151, 5174, 5172	(Кучерина, 1991ф)	<p>ВГХО. ПМ. 3-135: делювиальный развал в гарцбургитах длиной 10–15 м, шириной 8 м. Руды сплошные средне-крупнозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 38,80 %; Al_2O_3 – 27,52 %.</p> <p>ПМ. 3-143: делювиальный развал в гарцбургитах длиной 30 м, мощностью 1–1,5 м. Руды сплошные крупнозернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,95 %; Al_2O_3 – 26,79 %.</p> <p>ПМ. 4-151: делювиальный развал хромитовых руд в гарцбургитах, длиной 150 м, шириной около 150 м. Руды густовкрапленные и сплошные, среднезернистые. В монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 50,64 %; f – 2,89.</p> <p>ПМ. 5174: элювиальные развалы хромитов длиной 10 м, шириной 5–8 м, простирание 100°. Руды бедновкрапленные, средне-мелкозернистые. В руде: Cr_2O_3 – 4,47 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 39,47 %; Al_2O_3 – 29,52 %.</p> <p>ПМ. 5172: жила в дунитах средней мощностью 0,3 м, общей 20 м, простирание 21°, контакты вертикальные. Руды средневкрапленные, среднезернистые. В руде: Cr_2O_3 – 43,24 %; в монофракции хромшпинелида: Cr_2O_3 – 48,36 %; Al_2O_3 – 21,89 %, f – 3,72</p>
I-3	6	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ВГХО. Нет данных
I-3	13	(Q-41-58-A)	(Лычаков, 1991ф)	ВГХО. Нет данных
Цветные металлы				
Медь				
I-2	34	Пятиреченское (Левопоарское)	(Кучерина, 1991ф)	<p>П. Медно-сульфидное оруденение приурочено к линейной тектонической зоне северо-восточного простирания и крутого (80–85°) северо-западного падения. Тектоническая зона имеет секущее положение по отношению к внутренней полосчатости кэршорского комплекса и под острым углом (в плане) проходит из габброидов в крупное, линейно-вытянутое тело гипербазитов (аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты и пироксениты), имеющих встречное юго-восточное падение (50°). В поперечном разрезе тектоническая зона имеет ширину до 90 м и представлена пластообразными полосами тектонитов, тальцитов, милонитов,</p>

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				вмещающих уплощенные линзообразные кварцевые тела и зоны окварцевания. Рудная минерализация связана как с тектонитами, так и с кварцевыми зонами. Оруденение носит вкрапленный, шпирово-вкрапленный характер с обособлениями сплошных руд. Главные рудные минералы – халькопирит и пирротин. Меньше развиты магнетит и пирит. Микрозондовыми исследованиями установлено наличие миллерита, виоларита, кобальтистого пентландита, кобальтистого пирита, а также сфалерита и галенита. Содержания полезных компонентов, по данным кернового опробования, Cu – 0,1–5,0 %, Co – 0,05–0,07 %, Ni – 0,008–0,181 %, Mo – 0,001–0,010 %, Zn – до 0,1 %, P ₁ + Pd – до 0,2 г/т, Au – до 0,4 г/т, Ag – до 6,4 г/т. Достоверные параметры рудной зоны, по данным бурения, горных работ, и интенсивно проявленной аномалии ВП и МПП, составляют: протяженность по простиранию до 1500 м, по падению до 300 м, мощность рудной зоны 30–90 м. Прогнозные ресурсы: по категории P ₂ , по геофизическим данным, составляют 51 тыс. т, а по геологическим: руды – 25,16 млн. т, меди – 153,9 тыс. т, платины – 2,6 т, Co – 5,5 тыс. т, Ni – 6,03 тыс. т
П-1	17	Баня	(Кучерина, 1991ф)	П. Окварцованное габбро с сульфидами. Содержание: Cu – 0,1 %, Au – 15,2 г/т, Ag – 36,0 г/т
П-1	25	Мокрый Лог	(Кучерина, 1991ф)	П. Штокверковое прожилково-вкрапленное халькопирит-пиритовое оруденение средне-слабоаргиллитизированных пропилитов и в разной степени пропилитизированных калишпатизированных тоналитов, кварцевых диоритов, порфиридных кварцевых диоритов эндоконтактной части собского массива. По результатам опробования керна поисковых скважин выделены два тела первичных молибден-меднопорфириновых прожилкововкрапленных руд пере-сеченной мощностью 70 и 30 м с содержанием Cu – 0,1–0,02 %, Mo – 0,005 %, во вкрапленности 5–15 %. Оруденелая зона прослеживается по аномалии ВП-СГ на 1 км в северо-восточном направлении. Ассоциация рудных минералов: пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, молибденит, сфалерит
П-2	10	Осеннее	(Кучерина, 1991ф)	П. Штокверки прожилково-вкрапленных пирит-халькопиритовых руд среди слабоаргиллитизированных пропилитов и в разной степени пропилитизированных, калишпатизированных кварцевых диоритов, порфиридных кварцевых диоритов, тоналитов эндоконтактной части

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				<p>собского комплекса и частично ороговикованных вулканитов нижнемалоуральской подсвиты. Рудное тело выделено с использованием результатов опробования, имеет вскрытую мощность примерно 180 м, протяженность 700 м в СВ направлении, на глубине 300 м не обнаруживает признаков выклинивания. Ассоциация рудных минералов: пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит, молибденит. Наложенная ассоциация карбонатов и цеолитов.</p> <p>Среднее содержание в рудном теле: Cu – 0,2 %, Mo – 0,008 %, попутные Re, Zn, Ag. Содержание Re в сульфидном концентрате 71,8 г/т. Содержание Ag 0,39 г/т, Au – 0,01 г/т</p> <p>Ресурсы рудного тела (P₁) до глубины 300 м: руды – 131,2 млн т, меди – 199,4 тыс. т, молибдена – 5,1 тыс. т, золота – 1,3 т, серебра – 65,6 т.</p> <p>Гидротермально-метасоматический тип. Молибден-меднопорфировая формация с первичным молибденово-медным порфировым промышленным типом руд</p>
II-2	12	Южное	(Кучерина, 1991ф)	<p>П. Сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, жильные плагиограниты среди пропилитизированных габбродиоритов, пропилитизированных ороговикованных туфов андезито-базальтов в эндо- и экзоконтакте собского массива.</p> <p>Пересеченная мощность оруденелой зоны – 4,5 м. Рудная минерализация: пирит – 1–5 %, халькопирит – 0,5 %, медная зелень – 1–2 %.</p> <p>Максимальное количество сульфидов в кварцевых жилах: халькопирит (1–2 %), медная зелень (2 %), сфалерит, порошокобразный молибденит в зальбандах.</p> <p>Содержание в рудном пересечении: Cu – 0,1 %, Mo – 0,00п.</p> <p>Проявление гидротермально-метасоматического типа. Минерализация молибден-меднопорфировой формации. 300 × 100 м СВ простирания.</p> <p>Гидротермально-метасоматический тип, молибден-меднопорфировая рудная формация</p>
I-2	36	1-620	(Кучерина, 1991ф)	<p>ПМ. В платообразном теле гипербазитов (аподунитовые и апверлитовые серпентиниты) среди габбро – корочки медной зелени и сини, а также вкрапленность сульфидов до 3–7 %. Видимые параметры минерализованной зоны более 5 × 10 м. Протяженность аномалии ВП установленной электроразведкой свыше 500 м. Содержание рудных компонентов: Cu – 0,32 %, Co – 0,013 %, Ni – 0,023 %</p>

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	37	K-120	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Зоны убогой вкрапленности сульфидов в полосчато-чередующихся гипербазитах и габбро кершорского комплекса. Ширина зон до 1–5 м. Основные рудные минералы – пирротин и халькопирит – подтверждены микрозондовыми исследованиями. Содержание рудных компонентов в минерализованных зонах: Cu – до 0,05 %; Co – 0,03 %. В пирротине, по данным микрозондирования, – Cu до 0,5 %; Au до 0,11 %; Co до 0,044 %. Протяженность минерализованной зоны, судя по аномалии ВП, достигает 500–1000 м
I-4	11	(Q-41-58-Б)	(Лычаков, 1991ф)	НЕТ ДАННЫХ
I-4	14	(Q-41-58-Б)	(Лычаков, 1991ф)	НЕТ ДАННЫХ
I-4	17	(Q-41-58-Б)	(Лычаков, 1991ф)	НЕТ ДАННЫХ
II-1	16	1-484	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. В выступе коренных пород у уреза воды: кварц-полевошпатовые прожилки среди слабоизмененных пиритизированных тоналитов Собского комплекса. Чешуйки молибденита размером до 2 мм в кварцевой части прожилка в ассоциации с пиритом
II-1	21	50	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Габбро в зоне разлома. Спектральным анализом установлено в пробах № 96–100 до 0,1 % меди
II-1	23	Левобережье руч. Элькошор	(Кучерина, 1991ф)	ПМ
II-1	24	542	(Кучерина, 1991ф)	ПМ
II-1	26	32	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Зоны контакта вмещающих пород и габбро. В м.м.п. № 53–54 содержится 0,1–0,3 % меди
II-1	27	273	(Кучерина, 1991ф)	ПМ
II-1	28	26	(Литовченко, 1964)	ПМ. Зоны дробления в измененных вулканокластических породах. Мощность зон – 25–30 см. Содержание пирита визуальное до 3 %. В м.м.п. 36–43 содержится до 0,3–0,6 % меди
II-1	29	09120	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Элювиальный развал на заболоченном склоне. Обломки пропилитизированных, окварцованных пород базальтового состава, местами с вкрапленностью пирита и халькопирита.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Площадь развала 15 × 5 м. Содержание сульфидов 5–10 %, содержание Cu в штуфах 0,1–0,2 %. Пункт минерализации гидротермально-метасоматического типа, связанный с флангом медно-порфирирового рудопоявления Мокрый Лог
П-1	31	09162	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Редкий штокверк сульфидно-кварцевых прожилков на контакте пропилитизированных кварцевых диоритов и габброидов. Прожилки мощностью до 5 см с 5 % вкрапленностью халькопирита. Густота прожилков – 1–2 на 1 пог. м. Содержание Cu – 0,2–0,8 %, Ag – 1 г/т, Mo – 0,000п. Масштабы не ясны
П-1	33	260	(Литовченко, 1964)	ПМ. Обломки оруденелых порфириров в агломератовых туфах. В м.м.п. 538 содержится меди до 3,0 %
П-2	2	6-89	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Эльвиально-делювиальные развалы порфиридных кварцевых диоритов с хлоритизированным амфиболом, редко с шпировыми обособлениями габбродиоритов. 10 % развала составляют обломки с жилами и прожилками кварц-эпидотового состава с сульфидами, цеолитами в ореолах осветления (за счет развития гидрослюд) вмещающих кварцевых диоритов. Сульфиды – до 2 %, в зольбандах прожилков – пирит, халькопирит. Мономинеральные просечки халькопирита в «сухих» трещинах. Содержание Cu – 0,2–1 %, в отдельных штуфах – до 2 %. Коренной выход эпидотизированных пиритизированных кварцевых диоритов находится на вершине. Проявление сопровождается экзогенным геохимическим ореолом Cu интенсивностью примерно 20 × 10–3 % размером 300 × 100 м СВ простирания. Гидротермально-метасоматический тип, молибден-меднопорфирировый рудный тип, молибден-меднопорфирировый рудный тип
П-2	7	8-99	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Глыбовый аллювий–делювий на пологом склоне. Кварцевые диориты умеренно калишпатизированные и хлоритизированные с вкрапленностью халькопирита до 1–2 % и единичными чешуйками молибденита. Зона прослежена по развалам на 270 м вверх по склону на юг. Содержание Cu – 0,1–0,5 %, Mo – до 0,0п %, Ag – примерно 1 г/т. Гидротермально-метасоматический тип, молибден-меднопорфирировый рудный тип
П-2	9	Правобережье руч. Элькошор	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Под аллювиальными отложениями палеодолины вскрыты пропилитизированные порфиридные кварцевые диориты с зоной серитизации (до филлизитов) мощностью 1 м с густой вкрапленностью сульфидов, в т. ч. халькопирита до 2 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	14	170	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Агломератовые полимиктовые туфы. В пробах № 331–332 содержится до 0,3 % меди
II-2	16	165	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Обохренные трещиноватые кварцевые диориты. В пробе 316 содержится до 0,1 % меди
II-2	17	638	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Обломки пиритизированных порфиритов в агломератовых туфах. Примазки медной зелени. В связующей массе туфов минерализация не установлена. В пробах содержание меди 0,3–0,6 %
II-2	19	638	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Обломки пиритизированных порфиритов в агломератовых туфах. Примазки медной зелени. В связующей массе туфов минерализация не установлена. В пробе м.м.п. содержится 0,3–0,6 % меди
II-2	20	1631	(Литовченко, 1964ф)	Катаклазированные глыбовые агломератовые туфы. В м.м.п. № 2173 содержится 0,1 %
III-1	5	311	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Агломератовые туфы с преобладанием обломков миндалекаменных порфиритов андезит-базальтового состава. По трещинам в породах отмечаются примазки медной зелени. Спектральным анализом в м.м.п. № 617–619 установлено до 3,0 % меди
III-1	6	866	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Туфы в экзоконтакте интрузивных пород. Содержание меди в пробах № 1194–1195 достигает 0,3 %
III-1	7	366	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Измененные глыбовые агломератовые туфы. В пробе № 683 содержится 0,1 % меди
III-1	10	333	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Контакт вулканокластических пород с прерывающей их дайкой габбровых порфиритов. В пробах № 648–650 содержится до 0,1 % меди
III-1	11	391	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Кварцевые диориты с редкими зернами пирита. В пробах № 722–723 содержится до 0,1–0,3 % меди
III-1	12	383	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Зоны сульфидной минерализации на интенсивно дислоцированном участке экзоконтакта массивов изверженных пород группы габбро. Содержание пирита местами визуально определено до 5–10 %. В пробах 713 и 714 содержится меди, по данным спектрального анализа, до 1,0–3,0 %. Варгановой Р. С. здесь в 1951 г. шурфами вскрыты зоны сульфидной минерализации

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	14	408	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Развал агломератовых туфов с обломками известняков. Содержание меди в пробе 744 составляет 0,1 %
III-1	16	422	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Агломератовые туфы. Содержание меди в пробе 756–0,3 %
III-1	20	436	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. В развале глыбы Гидротермально-измененных пород с вкрапленностью пирита. Содержание меди в пробах 771–772 – 0,1 %
III-1	21	451	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Метаморфизованные агломератовые туфы с обломками диоритовых порфириров. В пробе 788 содержится 0,3 % меди
III-1	22	Колчеданный 2	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Выявлено аномальное содержание меди 0,06 % в пробе 10109
III-2	1	240	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Массив габбро. Спектральным анализом установлено в пробе № 502 – 0,1 % меди
I-2	28	(Q-41-57-Б)	(Лычаков, 1991ф)	ВГХО. Нет данных
I-2	29	(Q-41-57-Б)	(Лычаков, 1991ф)	ВГХО. Нет данных
II-1	13	(Q-41-57-В)	(Лычаков, 1991ф)	ВГХО. Нет данных
II-1	19	Располагается в районе выс. отм. 276,8 м; 219,5 м; 273,0 м; 225,0 м. Северная граница проходит в 350 м южнее тригопункта Черничный 329,0 м	(Шарапов, 1965ф)	ВГХО. Аномальное поле фиксируется на интрузивных породах кислого и основного состава и вулканогенных породах. В контур аномального поля входят аномалии меди, цинка, свинца, вария, молибдена, титана, ванадия, скандия

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	8	Междуречье р. Таню и руч. Элькошор (его правобережье)	(Шарапов, 1965ф)	ВГХО. Аномальное поле фиксируется на вулканогенных и интрузивных породах кислого-основного состава. В контур аномального поля входят аномалии меди, цинка, молибдена, кобальта, титана, бария, ванадия, также имеет место аномалия железа
III-1	2	(Q-41-69-A)	(Лычаков, 1991ф)	ВГХО. Нет данных
III-1	4	Располагается на левобережье р. Маникую. Южная граница в 500 м на запад от оз. Калейты – 267,8 м; восточная проходит в 250 м ЮЗ истоков р. Маникую	(Шарапов, 1965ф)	ВГХО. Аномальное поле фиксируется на интрузивных породах кислого, среднего и основного состава. В контур аномального поля входят аномалии меди, цинка, свинца, скандия, кобальта, никеля, ванадия и титана
III-1	8	Располагается на правобережье р. Маникую	(Шарапов, 1965ф)	ВГХО. Аномальное поле фиксируется на интрузивных породах кислого состава. В контур аномального поля входят аномалии меди, цинка, свинца, бария, молибдена, скандия, кобальта, никеля
С в и н е ц				
II-1	12	2652	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Развал биотитсодержащих кварцевых диоритов. В пробе 15317 содержится 0,03% свинца
II-1	20	622	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Небольшой развал глыб кварцевых диоритов, в разной степени пропилитизированных с вкрапленностью пирита, магнетита. В участках с максимальными изменениями пирита 5–10 %, содержание Pb – 0,03 %, Zn – 0,03 %. Находится на северном фланге комплексного вторичного геохимического ореола рассеяния ряда Be, Mo, Cu, Zn, Pb, Ba

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	30	748	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Развал кристаллокластических туфов. В пробах 1046–1048 содержится до 0,03 % свинца
II-1	32	807	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Обломки измененных кристаллокластических туфов. В пробах 1128–1190 содержится до 0,03 % свинца
II-2	3	Водораздел р. Тянью и руч. Хорсаим (Q-41-57-Г)	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Развал гранодиоритов. В пробе 2718 установлено 0,03% свинца
II-2	13	1668 1667	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Агломератовые литокластические туфы с прослоями туффитов кристаллокластических. В пробе 2209 содержится 0,03 % свинца, 0,03 % никеля. В пробе 2208 установлено 0,03 % свинца
III-1	9	360	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Развал литокластических туфов. В пробе № 677 содержится 0,03 % свинца
III-1	17	473	(Литовченко, 1964ф)	ПМ. Три полосы развалов обожженных пород типа вторичных кварцитов, содержащих вкрапленность пирита (до 5–10 %). Вытянуты полосы в субмеридиональном направлении. Ширина полос 5–10 м. В пробе 813 содержится 0,03 % свинца и 0,06 % цинка
Молибден				
II-1	22	Черничный	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Небольшой развал глыб и обломков жильных диоритовых порфиритов пропилитизированных, с вкрапленностью сульфидов 15 % – в основном пирит. Содержание молибдена достигает 0,1 %. Пункт минерализации гидротермально-метасоматического типа в пределах потенциального РП медно-порфирового типа

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы Барий				
III-1	1	В контуре аномалии – гора Маникую сев. 376,1 м	(Кучерина, 1991ф)	ВГХО. Трансэлювиальный, супераквальный и элювиальный ландшафты на интрузивных породах основного состава и вулканогенных породах. Аномалия бария (0,008 %)
Благородные металлы Золото				
I-4	4			ПМ
II-2	15	173	(Кучерина, 1991ф)	ПМ. Агломератовые туфы с преобладанием обломков эффузивов базальтового состава. В пробе № 337 содержится 0,1 % меди. Радзюнская – опробование на золото. Содержание Au > 2 г/т
III-1	13	1565	(Язева, 1982ф)	ПМ. Гидротермально-измененные вулканокластические породы с прожилками и вкрапленностью пирита, составляющего визуально 3–4 %. Содержание меди в пробах 2111–2112 – 0,1 %, кобальта – 0,1 %. Проведено опробование (Язева, 1984). Проба № ВС-1219 показала следующие содержания: Au – 1,6 г/т; Ag – 27,8 г/т
III-1	15	Левобережье ручья, выступающего из оз. Щелевидное (Q-41-69-A)	(Язева, 1982ф)	ПМ. Окварцованный андезитовый порфирит пиритизированный. Проба ВС-845 показала следующие содержания полезных компонентов: Cu – 0,11; Au – 1,2 г/т; Ag – 3,6 г/т
III-1	18	Правобережье руч. Маникую (Q-41-69-A)	(Язева, 1982ф)	ПМ. Пиритизированный кварцит. Проба ВС-832 показала содержания Au – 3,2 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	19	В устье правого притока руч. Маникую (Q-41-69-A)	(Язева, 1982ф)	ПМ. Окварцованный андезитовый порфирит пиритизированный. Проба ВС-1162 показала следующие содержания полезных компонентов: Au – 0,8 г/т; Ag – 7,2 г/т
II-1	8	Слияние рек Лагортаю и Танью	(Язева, 1982ф)	ШП. Россыпь золота
III-2	2	Среднее течение р. Танью	(Язева, 1982ф)	ШП. Россыпь золота
Платина и платиноиды				
I-4	1	Озерное	(Генералов, 2009ф)	П. Описание в тексте
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Драгоценные и поделочные камни				
I-1	1	Левокечпельское (жадеитит)	(Кучерина, 1991ф)	П. На субширотном ориентированном участке параметрами 950 × 800 м выявлено более 30 альбит-жадеититовых развалов, 13 жил, вскрытых в коренном залегании открытыми горными выработками, и две жилы, не выходящие на дневную поверхность, подсеченные подземными горными выработками и скважинами. В пределах участка коренные выходы (жилы) сгруппированы в три субпараллельные зоны северо-восточного простирания. Северная зона – жилы № 7 и 28. Центральная зона – жилы № 4, 5, 6, 8, 8бис, 36, 49 и развалы № 31, 32, 41, 42, 43, 44, 117, 119. Южная зона жилы № 9, 113, 114, 116 и развалы № 37, 38, 115, 120. Простирание альбит-жадеититовых жил северо-восточное, падение северо-западное крутое (углы до 70–800°). Форма тел платообразная, жилообразная. Длина по простиранию от первых метров до 80,5 м, по падению – от 15 до 45 м, мощность – от 0,4 до 10 м. Практически

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	1	Левокечпельское (жадеитит)	(Кучерина, 1991ф)	для всех жил участка характерно блоковое строение. Блоки имеют округлую овальную форму, контактируя через флогопитовые и флогопит-антигоритовые оторочки. Размер блоков варьирует от 0,2 до 3,0 м. Контакты жил с вмещающими их черными скрытокристаллическими серпентинитами четкие, но неровные, заливообразные, бугристые. Серпентиниты в приконтактной части милонитизированы, несут следы тектонических подвижек
I-1	2	Круглое (жадеитит)	(Кучерина, 1991ф)	П. На северном склоне горы Круглая (в 800 м к западу от месторождения жадеититов Кечпельское) на площади 450 × 400 м выявлены четыре альбит-жадеититовых развала. Протяженность развалов – до 400 м, ширина – до 10–90 м. Состав развалов преимущественно жадеититовый. Качество сырья ниже по сравнению с другими участками Кечпельской жадеититоносной полосы
I-1	34	Правопайерское (вебстериты)	(Кучерина, 1991ф)	П. Серия дайкообразных тел вебстеритов в экзоконтактной зоне крупного дунитового тела наблюдалась на площади 500 × 1000 м. Дайки северо-восточного простирания. Мощность до 1,5–2,0 м, протяженность до 20–30 м. Вебстериты как с зеленым полупрозрачным, так и с темным непрозрачным клинопироксеном. Порода среднезернистая, средне-крупнозернистая массивная. Зеленые вебстериты – перспективный поделочный, ювелирно-поделочный материал. Запасы сырья значительные
I-2	35	Левопайерское (родингиты)	(Кучерина, 1991ф)	П. Серия даек габбро и диабазов, пронизывающих дунит-верлит-клинопироксенитовую зону в габброидах Кэршорского комплекса. Дуниты и верлиты превращены в серпентиниты, а дайки габбро и диабазов часто в значительной мере родингитизированы. Родингиты двух типов: 1) в виде плотного мелкозернистого агрегата зерен граната, везувиана с общей желтоватой, розоватой, сероватой окраской; 2) в виде пегматоидной породы, состоящей из желтовато-зеленого везувиана (выделения до 1–3 см), бледно-розового граната, близкого к гроссуляру (выделения до 1,3 см), бледно-зеленого клинопироксена (кристаллы до 3–7 см) и цементирующей темно-зеленой хлорит-серпентинитовой массой. Пегматоидные родингиты близки к аналогичным родингитам, развитым в зоне серпентинитового меланжа массива Рай-Из, где они выступают в ассоциации с нефритами

Кадастр прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу Q-41-XVII по состоянию на 31.12.2009 г.

**I. Горючие полезные ископаемые
Твердые горючие ископаемые**

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Прогнозные ресурсы на 31.12.2009 г.			
					Всего	Категория		
						P ₁	P ₂	P ₃
2	Сосьвинско-Салехардский бассейн бурогольный							710
2.1	Хулгинско-Салехардский район бурогольный							710
2.1.1	Варчатинская площадь	УБ	млн т	Угленосная молодых платформ				710

II. Металлические и неметаллические полезные ископаемые

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 31.12.2009 г.			
						Всего	Категория		
							P ₁	P ₂	P ₃
1	Райизско-Войкарская Ti,Cu,Cr МЗ								
1.1	Войкаро-Сынинский рудный район	Cr-руда	млн т						

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 31.12.2009 г.			
						Всего	Категория		
							P ₁	P ₂	P ₃
1.1.1	<i>Хойлинско-Пайерский рудный узел</i>	Cr-руда	млн т	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый		<u>18,7</u> 37,25	<u>1,2</u> 4,65	<u>17,5</u> 32,6	
	<i>Хойлинско-Пайерский рудный узел</i>	Тугоплавкие МПГ (Os,Ir,Ru,Rh)	т			13,6			13,6
1.1.1.2	Лекхойлинско-Левопайерское рудное поле	Cr-руда	млн т	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый		<u>0</u> 16,8	<u>0</u> 4,5	<u>0</u> 12,3	—
1.1.1.1	Кечпельское рудное поле	Cr-руда	млн т	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый		<u>17,7</u> 4,75	<u>1,2</u> 0,15	<u>16,5</u> 4,6	
	Кечпельское рудное поле	Тугоплавкие МПГ (Os,Ir,Ru,Rh)	т	Платиноиды для попутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд		13,6			13,6
1.1.1.3	Верхнехойлинское рудное поле	Cr-руда	млн т	<u>Высокохромистый</u> глиноземистый		<u>1</u> 15,7	—	<u>1</u> 15,7	
1.2	Кэршорская рудоносная зона Cu, Au, Pt								
1.2.1	<i>Пятиреченский рудный узел</i>	Cu	тыс. т	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	367,2			367,2
		Au	т	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	2,5			2,5
		Pt	т	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	3,4			3,4

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 31.12.2009 г.			
						Всего	Категория		
							P ₁	P ₂	P ₃
		Pd	т	Платино-золото-палладий-медный	ГМК-200	14,5			14,5
1.2.1.1	Пятиреченское рудное поле	Cu	тыс. т	Платино-золото-палладий-медный				154	
		Pt	т	Платино-золото-палладий-медный				2,6	
1.2.0.1	Озерное рудное поле (вне рудных узлов)	Fe-руда	млн т	Ванадий-титано-магнетитовый		6,2		6,2	
		Cu	тыс. т	Платино-золото-палладий-медный		6,1	6,1		
		Au	т	Платино-золото-палладий-медный		1,83	1,56		0,27
		Pt	т	Платино-золото-палладий-медный		2,53	2,15		0,38
		Pd	т	Платино-золото-палладий-медный		47,61	9,29		1,6
1.3	Малоуральский рудный район Cu, Mo, Fe								
1.3.2	<i>Таньюский рудный узел</i> (вне рудных полей)	Cu	тыс. т	Медно-молибден-порфиновый	ГМК-200	895,5			895,5

Индекс объекта прогноза	Название и ранг объекта	Вид ПИ	Единица измерения	Тип оруденения, рудная формация	Завершенные стадии работ	Прогнозные ресурсы на 31.12.2009 г.			
						Всего	Категория		
							P ₁	P ₂	P ₃
		Mo	тыс. т	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200	22			22
		Au	т	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200	5,85			5,85
		Au	т	Золото-сульфидно-кварцевый и золото-скарновый	ГМК-200	69,6			69,6
1.3.2.1	Элькошорское рудное поле	Cu	тыс. т	Медно-молибден-порфировый		398		398	
		Mo	тыс. т	Медно-молибден-порфировый		10		10	
		Au	т	Медно-молибден-порфировый		2,6		2,6	
		Au	т	Золото-скарновый и золото-сульфидно-кварцевый (Рудная Горка III)		29		29	
1.3.2.2	Манюкуюское рудное поле	Cu	тыс. т	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200				441
		Mo	тыс. т	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200				11
		Au	т	Медно-молибден-порфировый	ГМК-200				2,8
		Au	т	Золото-сульфидно-кварцевый и золото-скарновый	ГМК-200				7

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу Q-41-XVII

Группа, подгруппа, вид полезных ископаемых	Масштаб (тип оруденения, рудная формация)	Единица измере- ния	Прогнозные ресурсы на 31.12.2009			
			Всего	Категория		
				P ₁	P ₂	P ₃
	Всего, в том числе:					
Уголь бурый (млн т)	Угленосная молодых платформ					710
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ						
Черные металлы						
Хром	Высокохромистый	млн т	18,7	1,2	17,5	
	Глиноземистый	млн т	37,25	4,65	32,6	
Цветные металлы						
Медь	Всего	тыс. т	1820,8	6,1	552	1223,8
	Медно-порфиновый	тыс. т	1293,5		398	895,5
	Платино-золото-палладий-медный	тыс. т	527,3	6,1	154	367,2
Молибден	Медно-молибден-порфиновый	тыс. т	32		10	22
Благородные металлы						
Золото	Всего	т	111,11	1,56	31,6	77,95
	Медно-(молибден)-порфиновый	т	8,45		2,6	5,85
	Золото-скарновый и золото-сульфидно-кварцевый	т	98,6		29	69,6
	Платино-золото-палладий-медный	т	4,06	1,56		2,5
Платина	Платино-золото-палладий-медный	т	8,53	2,15	2,6	3,78
Палладий	Платино-золото-палладий-медный	т	25,39	9,29	0	16,1
МПГ (преимущественно тугоплавкие – Os,Ir,Ru,Rh) для попутного извлечения при переработке богатых хромитовых руд	Богатые высокохромистые руды	т	13,6			13,6

Таблица впервые выделенных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов на территории листа Q-41-XVII

№ п/п	Индекс, наименование объекта Вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		На начало работ	По результатам работ		
2	1.1.1.1 Кечьпельское рудное поле Тугоплавкие МПГ (Os, Ir, Ru, Rh) для попутного извлечения при переработке богатых высокохромистых руд (т)	Не оценивались	P ₃ 13,6	P ₃ +13,6	Уточнение параметров при проведении поисковых и поисково-оценочных работ на хромиты
3	1.2.1. Пятиреченский рудный узел (за пределами рудных полей)				Поисковые работы на медь, золото, платиноиды в пределах Пятиреченского рудного узла
	Cu (тыс. т)	P ₃ 353	P ₃ 367,2	P ₃ +14,2	
	Au (т)	P ₃ 17,65	P ₃ 2,5	P ₃ -15,15	
	Pt (т)	P ₃ 3,5	P ₃ 3,4	P ₃ -0,1	
	Pd (т)	P ₃ 19,4	P ₃ 14,5	P ₃ -4,9	
4	1.3.2 Таньюский рудный узел (за пределами рудных полей)				Комплексная переинтерпретация всех имеющихся по территории Таньюского рудного узла геологических, геофизических, геохимических материалов с целью выделения наиболее перспективных локальных участков на медно-порфировое и золотое оруденение. В пределах локальных участков – детальные поисковые работы с применением ВЭЗ-ВП и поискового бурения
	Cu (тыс. т)	P ₃ 1288	P ₃ 895,5	P ₃ -392,5	
	Mo (тыс. т)	P ₃ 42	P ₃ 22	P ₃ -20	
	Au (меднопорфировые руды, т)	P ₃ 8,4	P ₃ 5,85	P ₃ -2,55	
	Au (золото-сульфидно-кварцевый и скарновый типы, т)	Не оценивались	P ₃ 69,6	P ₃ +69,6 т	

**Список стратотипов, петротипов, опорных буровых скважин, показанных
на геологической карте**

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	II-4	Скважина, 167,6 м (N ₂ -Q – 51 м). Разрез маурыньинской (J ₂₋₃) и тольинской (J ₂) свит, глинистой коры выветривания (Г), на забое – скарнированные эффузивы малоуральской свиты S ₁ -D ₂	(Прохорова, 1959ф), скв. 10-к
2	II-4	Скважина, 192,2 м (N-Q – 94 м). Разрез низов северо-сосьвинской свиты (K ₁)	(Прохорова, 1959ф), скв. 11-к
3	II-4	Скважина, 357,6 м (N-Q – 121,1 м). Разрез северо-сосьвинской свиты (K ₁)	(Прохорова, 1959ф), скв. 12-к
4	II-2	Скважина, 437 м (N ₂ -Q – 61,1 м). Разрезы уласынской (K ₁), харосаймской (K ₁), федоровской (J ₃ -K ₁), лопсинской (J ₃), маурыньинской (J ₂₋₃), тольинской (J ₂), яныманьинской (J ₁₋₂) и ятринской свит (T ₃)	(Кучерина, 1991ф), скв. X-200
5	II-2	Скважина, 458,8 м (N ₂ -Q – 70,7 м). Разрезы северо-сосьвинской (K ₁), уласынской (K ₁), харосаймской (K ₁), федоровской (J ₃ -K ₁), лопсинской (J ₃), маурыньинской (J ₂₋₃) свит	(Кучерина, 1991ф), скв. X-201

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород, минералов

Номер на карте	Индекс клетки	Наименование геологического подразделения	Порода	Материал для определения	Вид анализа	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер пункта (номер пробы)	Номер источника по списку литературы
1	I-3	Собский комплекс габбро-диорит-плаггиогранитовый ($v-q\delta-p\gamma D_{1-2s}$)	Гранодиорит	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	ЦИИ ВСЕГЕИ	$394,7 \pm 5,8$	513	[73]
2	II-1	Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый ($\sigma-vO_{2-3k\delta}$)	Габбро	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	ЦИИ ВСЕГЕИ	$446,8 \pm 4,3$	2004 (2004/5)	[73]
3	II-2	Малоуральские экструзивно-жерловые ($\alpha\beta, \beta S_1-D_{2mi}$) и субвулканические образования ($\alpha\beta, q\delta l S_1-D_{2mi}$)	Андезит	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	ЦИИ ВСЕГЕИ	$393,9 \pm 5,7$	1122	[73]
4	II-2	Малоуральские экструзивно-жерловые ($\alpha\beta, \beta S_1-D_{2mi}$) и субвулканические образования ($\alpha\beta, q\delta l S_1-D_{2mi}$)	Гранит	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	ЦИИ ВСЕГЕИ	386 ± 3	2005	[73]

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОРНЫХ ПОРОД РАЙОНА

ПРИЛОЖЕНИЕ 7.1

Составы оливинов из гарцбургитов райизско-войкарского комплекса

Образец	SiO ₂	MgO	MnO	FeO	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Fo, %
110912	40,26	48,40	0,00	11,00	0,34	0,00	100,00	81,48
110943	40,46	49,36	0,00	9,93	0,26	0,00	100,01	83,25
По данным Л. И. Гурской и др. (2004 г.)	40,12	48,08	0,15	10,78	0,43	0,00	99,56	81,69
По данным Л. И. Гурской и др. (2004 г.)	41,00	47,75	0,17	10,31	0,36	0,00	99,59	82,24
По данным Г. Н. Савельевой (1987 г.)	40,43	48,08	0,15	10,78	0,43	0,00	99,87	81,69
По данным Г. Н. Савельевой (1987 г.)	41,35	48,70	0,13	8,25	0,43	0,04	98,90	85,51
По данным Г. Н. Савельевой (1987 г.)	40,68	47,23	0,13	9,69	0,36	0,00	98,09	82,98

ПРИЛОЖЕНИЕ 7.2

Составы ромбических пироксенов из гарцбургитов райизско-войкарского комплекса (данные микрозондового анализа)

Номер образца	SiO ₂	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	CaO	Сумма
110943	57,87	35,81	6,32	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	100,00
110943	58,03	35,55	6,42	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	100,00
По данным Г. Н. Савельевой (1987 г.)	56,99	33,46	6,28	0,90	0,33	0,16	0,64	98,76
По данным Г. Н. Савельевой (1987 г.)	55,19	32,91	6,02	2,72	0,61	0,14	0,41	98,00
По данным Л. И. Гурской и др. (2004 г.)	55,61	32,66	7,04	2,18	0,28	0,19	0,42	98,38

ПРИЛОЖЕНИЕ 7.3

Составы моноклинных пироксенов из гарцбургитов райизско-войкарского комплекса

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
Гарцбургит	51,82	0,04	2,11	0,73	1,89	0,07	16,88	23,74	0,10	97,38
Гарцбургит	51,97	0,09	2,23	0,68	1,90	0,07	16,70	23,74	0,11	97,49

ПРИЛОЖЕНИЕ 7.4

Составы оливинов из дунитов райизско-войкарского комплекса

Номер образца	Местонахождение	SiO ₂	MgO	FeO	NiO	Cr ₂ O ₃	CaO	Сумма	Fo, %
110911	Река Погурей	40,92	51,02	7,32	0,64	0,00	0,00	99,90	87,45
110826	Река Игядейеган	41,61	52,21	5,98	0,33	0,00	0,00	100,13	89,72
157	По данным Г. Н. Савельевой (1987 г.)	41,00	50,95	6,89	0,28	0,07	0,11	99,30	88,09
225-5	По данным Г. Н. Савельевой (1987 г.)	40,56	47,49	8,80	0,28	0,01	0,00	97,14	84,37

Химический состав гипербазитов райизско-войкарского комплекса, вес %

Номер пробы	Порода	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	V	Cr	Fe ₂ O ₃ общ	
002/1	Гарцбургит	Лабогей	38,8	0,015	0,52	3,63	3,83	0,11	42,7	1,19	0,05	0,01	0,05	8,58	99,7	0,005	0,25	7,88	
002/3	Гарцбургит		38,6	0,016	0,7	4,39	3,18	0,11	41,8	0,99	0,05	0,023	0,05	9,5	99,6	0,005	0,28	7,92	
039/1	Гарцбургит		39,2	0,022	0,78	2,84	4,69	0,11	43,6	0,86	0,05	0,083	0,05	7,21	99,9	0,005	0,26	8,05	
042/1	Гарцбургит		40,3	0,018	1,07	1,88	5,42	0,11	42,8	1,64	0,098	0,025	0,05	5,9	99,9	0,005	0,29	7,89	
043/1	Гарцбургит		40,2	0,014	0,6	3,2	4,69	0,12	45,2	0,75	0,05	0,013	0,05	4,7	99,9	0,005	0,23	8,41	
044/1	Гарцбургит		39,8	0,012	0,73	3,41	3,9	0,11	44,2	1,24	0,05	0,01	0,05	6,01	99,7	0,005	0,25	7,73	
087/1	Гарцбургит		41	0,015	0,75	4,13	3,61	0,12	43,2	1,07	0,05	0,019	0,05	5,55	99,7	0,005	0,23	8,14	
088/1	Гарцбургит		40,7	0,01	0,85	3,75	3,83	0,12	43,8	1,06	0,05	0,01	0,05	5,37	99,7	0,005	0,29	8	
093/1	Гарцбургит		39,1	0,012	0,61	4,18	3,25	0,11	42,6	0,84	0,05	0,01	0,05	8,68	99,7	0,005	0,28	7,79	
094/1	Гарцбургит		41	0,016	0,96	2,57	5,05	0,12	43,7	1,48	0,05	0,015	0,05	4,53	99,9	0,005	0,28	8,18	
132/1	Гарцбургит		40	0,017	0,74	2,73	4,91	0,12	42,7	1,32	0,051	0,019	0,05	6,68	99,8	0,005	0,25	8,18	
134/1	Гарцбургит		40,3	0,01	0,72	3,96	3,61	0,11	42,8	0,93	0,05	0,011	0,05	7,07	99,8	0,005	0,25	7,97	
135/1	Гарцбургит		38,8	0,011	0,62	3,76	3,97	0,11	43,2	1,14	0,05	0,01	0,05	7,62	99,6	0,005	0,26	8,17	
302/1	Гарцбургит		39,1	0,01	0,66	4,49	3,75	0,12	42,4	1,12	0,05	0,01	0,05	7,63	99,7	0,005	0,26	8,66	
312/1	Гарцбургит		38,7	0,015	0,9	3,88	3,9	0,11	42,7	1,24	0,05	0,012	0,05	7,99	99,7	0,005	0,27	8,21	
334/1	Гарцбургит		39,1	0,01	0,64	4,03	3,47	0,11	41,9	1,17	0,05	0,01	0,05	8,99	99,7	0,005	0,26	7,88	
218/1	Гарцбургит		36	0,025	0,41	3,5	4,77	0,12	46	0,61	0,05	0,01	0,05	7,94	99,8	0,005	0,24	8,79	
222/1	Гарцбургит		39,5	0,026	0,56	3,24	4,33	0,11	45,3	0,65	0,05	0,022	0,05	5,65	99,8	0,005	0,23	8,05	
6074	Гарцбургит		Малая Лагорга	39,8	0,01	0,05	2,77	5,2	0,12	45,6	0,7	0,05	0,01	0,05	5,18	99,8	0,005	0,32	8,55
6075	Гарцбургит			40,6	0,016	1	1,49	6,14	0,12	43,6	1,79	0,05	0,02	0,05	4,41	99,9	0,005	0,26	8,3
040/1	Дунит	Лабогей	40,7	0,01	0,6	2,99	4,48	0,11	44,9	0,93	0,05	0,012	0,05	4,62	99,7	0,005	0,3	7,96	
065/1	Дунит		35,8	0,01	0,05	4,59	3,47	0,11	45,1	0,37	0,05	0,013	0,05	10,2	99,9	0,005	0,14	8,44	
089/1	Дунит		35,5	0,012	0,05	5,19	3,9	0,12	45,4	0,25	0,41	0,052	0,058	8,67	100	0,005	0,17	9,52	
090/1	Дунит		35,7	0,018	0,33	4,22	4,55	0,12	46,6	0,34	0,05	0,016	0,05	7,37	99,7	0,005	0,35	9,27	
091/1	Дунит		35,1	0,014	0,44	5,04	3,32	0,12	45	0,26	0,05	0,01	0,05	10,1	99,6	0,005	0,44	8,73	
092/1	Дунит		35,3	0,016	0,3	4,48	3,47	0,11	44,7	0,52	0,1	0,019	0,05	10,5	99,9	0,005	0,21	8,32	
095/1	Дунит		35,6	0,018	0,43	3,05	4,69	0,11	47,8	0,26	0,05	0,026	0,05	7,49	99,9	0,005	0,3	8,26	
133/1	Дунит		35,5	0,01	0,14	4,22	5,2	0,13	46,4	0,18	0,05	0,01	0,05	7,69	99,9	0,005	0,18	9,99	
136/1	Дунит		34,2	0,01	0,05	4,32	3,25	0,11	45,8	0,31	0,05	0,01	0,05	11,5	99,8	0,005	0,28	7,92	
137/1	Дунит		33,8	0,011	0,052	4,93	3,1	0,11	44,9	0,28	0,05	0,01	0,05	12,4	99,8	0,005	0,27	8,38	
138/1	Дунит		27,7	0,07	6,4	8,86	1,44	0,15	35,7	0,24	0,05	0,021	0,05	8,98	89,7	0,018	6,9	10,5	
323/1	Дунит		36,1	0,032	0,41	4,42	3,97	0,12	43,6	1,43	0,05	0,01	0,05	9,21	99,7	0,005	0,33	8,83	
324/1	Дунит		35,8	0,015	0,21	4	4,48	0,12	46,7	0,37	0,05	0,023	0,05	7,76	99,9	0,005	0,28	8,97	
333/1	Дунит		33,7	0,011	0,23	4,41	3,47	0,11	45,1	0,26	0,05	0,01	0,05	11,7	99,4	0,005	0,59	8,26	
335/1	Дунит		33,7	0,013	0,093	4,97	2,74	0,11	44,4	0,33	0,05	0,01	0,05	13,2	99,8	0,005	0,28	8,02	
336/1	Дунит		33,8	0,016	0,97	6,02	3,25	0,12	43	0,59	0,05	0,01	0,05	11,4	99,4	0,005	0,46	9,63	
219/1	Дунит		35,6	0,02	0,33	3,48	4,48	0,11	45,9	0,47	0,05	0,01	0,05	9,03	99,8	0,005	0,26	8,45	
219/2	Дунит		35	0,018	0,28	4,04	3,97	0,11	45,9	0,3	0,05	0,01	0,05	9,65	99,6	0,005	0,45	8,45	
220/1	Дунит		34,9	0,014	0,07	4,63	3,97	0,12	45,7	0,24	0,05	0,018	0,05	9,78	99,8	0,005	0,29	9,04	
221/1	Дунит		35,6	0,016	0,48	3,72	4,12	0,12	46,8	0,44	0,05	0,01	0,05	8,03	99,6	0,005	0,47	8,29	
223/1	Дунит	28,6	0,057	5,84	5,84	3,25	0,13	40,3	0,32	0,05	0,026	0,05	5,84	90,6	0,014	6,44	9,45		
224/1	Дунит	35,1	0,011	0,45	3,94	4,04	0,11	46,4	0,4	0,05	0,01	0,05	8,84	99,6	0,005	0,4	8,43		
60733	Дунит	Малая Лагорга	34,9	0,01	0,05	4,45	2,6	0,11	46,8	0,17	0,05	0,01	0,05	11,2	100	0,005	0,17	7,33	
6076	Дунит		38,4	0,01	0,05	2,44	4,77	0,11	49,2	0,16	0,05	0,01	0,05	4,09	99,3	0,005	0,41	7,73	
6078	Дунит		36	0,018	0,24	6,99	1,59	0,14	40,8	0,23	0,05	0,01	0,05	13,5	99,6	0,005	0,31	8,75	

Химический состав пород кэршорского комплекса, вес %

Номер пробы	Порода	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Cr
002/1	Метагаббро	Правая Пайера	47,4	0,28	14,2	3,14	3,51	0,13	13	15,5	0,7	0,089	0,05	1,91	99,909	0,03
002/10	Метагаббро		47,6	0,88	16,1	1,44	7,32	0,16	8,91	12,8	1,78	0,075	0,068	2,21	99,343	0,019
002/11	Плагиоклазовый клинопироксенит		50,6	0,64	6,12	0,77	6,8	0,17	15	17,2	0,9	0,069	0,05	1,27	99,589	0,12
002/12	Плагиоклазовый клинопироксенит		51,6	0,55	8,97	1,01	5,6	0,15	13,5	15,7	1,13	0,075	0,05	1,21	99,545	0,1
002/13	Плагиоклазовый клинопироксенит		50,3	0,69	7,49	1,16	6,8	0,16	14,2	16,3	0,82	0,076	0,05	1,17	99,216	0,11
002/2	Метагаббро		48,5	0,34	15,8	1,11	6,58	0,16	10,3	14,1	0,8	0,085	0,05	1,75	99,575	0,015
002/3	Метагаббро		47,7	0,088	17,5	0,82	1,88	0,12	13,1	13,4	1,62	0,055	0,05	3,49	99,823	0,11
002/4	Метагаббро		46,5	1,24	16	2,94	7,47	0,15	7,88	14	1,3	0,063	0,084	1,65	99,277	0,01
002/6	Метагаббро		47	1,01	15,9	2,38	8	0,19	8,44	12,7	1,45	0,084	0,051	1,67	98,875	0,02
002/8	Метагаббро		50,5	1,86	15,7	3,11	9,12	0,17	4,81	8,81	2,98	0,068	0,16	1,82	99,108	0,007
002/9	Метагаббро		47,6	1,54	16,8	3,29	8,52	0,17	5,95	11,2	2,49	0,092	0,15	1,5	99,302	0,0054
2002/1	Метагаббро	48,2	0,53	19,5	1,3	4,48	0,12	7,91	15,4	1,43	0,11	0,05	0,77	99,8	0,041	
2001	Метагаббро	Хойла	48,6	0,3	15,6	0,98	4,48	0,12	11,3	15,6	1,67	0,099	0,05	0,95	99,749	0,044
2001/1	Метагаббро		47,4	0,15	24,5	0,62	2,32	0,068	6,13	16,5	0,97	0,09	0,05	1,15	99,948	0,027
2001/2	Метагаббро		48,7	0,26	17,4	0,6	4,33	0,11	10,6	15,1	0,88	0,1	0,05	1,55	99,68	0,029
2003/1	Диорит		58,7	0,44	17,8	2,68	3,74	0,14	3,35	7,78	2,56	1,25	0,22	1,19	99,85	0,0021
2003/10	Метагаббро		49,6	0,51	16,2	0,91	4,86	0,12	9,98	14,5	1,52	0,11	0,17	1,11	99,59	0,016
2003/11	Метагаббро		47,4	0,14	19,8	0,9	3,74	0,095	9,43	16,6	0,58	0,074	0,05	0,96	99,769	0,02
2003/12	Метагаббро		46,6	0,16	24,1	1,6	2,54	0,078	7,34	14,4	1,67	0,1	0,05	1,32	99,958	0,036
2003/13	Метагаббро		48,3	0,21	15,3	1,05	5,75	0,25	12,2	14,5	0,78	0,14	0,05	1,15	99,68	0,029
2003/6	Диорит		47	1,1	15,5	5,56	8,29	0,18	7,69	10,6	2,13	0,31	0,05	0,77	99,18	0,011
2003/9	Метагаббро		50	0,47	13,1	2,49	6,13	0,16	11,7	12,8	1,54	0,18	0,05	0,94	99,56	0,019
2004/1	Метагаббро		47,7	0,56	16,2	1,87	6,5	0,15	9,5	15,1	0,8	0,098	0,05	0,97	99,498	0,024
2004/10	Метагаббро		48,6	0,2	17,9	0,65	4,11	0,11	9,83	16,3	0,87	0,07	0,05	1,06	99,75	0,085
2004/11	Метагаббро		46,3	0,29	13,3	1,51	8,22	0,17	14,2	12,6	0,56	0,088	0,05	2,08	99,368	0,071
2004/2	Метагаббро		47,9	0,14	19	1,06	2,99	0,094	9,71	17,1	0,71	0,081	0,05	1,13	99,965	0,027
2004/3	Метагаббро		49	0,3	17,2	1,14	4,93	0,12	9,66	15,3	1,08	0,072	0,05	0,91	99,762	0,022
2004/4	Клинопироксенит		48,5	0,16	13,7	1,29	5,83	0,14	13,9	13,8	0,98	0,089	0,05	1,16	99,599	0,021
2004/5	Метагаббро		49,6	0,26	17,7	0,48	5,23	0,11	9,39	15,1	1	0,081	0,05	0,66	99,661	0,016
2004/6	Метагаббро		46,9	0,37	16,5	1,55	5,75	0,13	11,4	14,2	0,88	0,11	0,05	1,87	99,71	0,049
2004/8	Метагаббро		49,7	0,3	14,7	0,81	5,23	0,14	10,6	16,5	0,86	0,075	0,05	0,81	99,775	0,015
2004/9	Метагаббро		47,4	0,18	17,3	1,25	4,18	0,11	10,9	16,2	0,89	0,081	0,05	1,23	99,771	0,055
2005/1	Метагаббро	Левая Пайера	49,6	0,3	16,3	1,27	5,38	0,14	10,2	13,4	1,5	0,16	0,05	1,34	99,64	0,039
2005/2	Метагаббро		36,7	0,049	1,78	9,65	2,99	0,2	35,8	0,53	0,23	0,041	0,05	10,7	98,72	0,73
2005/3	Метагаббро		50,4	0,74	16,9	1,87	5,75	0,14	8,44	12	2,38	0,13	0,05	0,74	99,54	0,023
2005/5	Метагаббро		48,5	0,26	19,5	0,68	4,86	0,11	9,05	14,5	1,2	0,087	0,05	0,93	99,727	0,037
2005/6	Метагаббро		49	0,43	19,6	1,07	4,26	0,12	7,93	14,1	1,93	0,14	0,05	1,04	99,67	0,048
2005/8	Метагаббро		47	1,6	16,6	2,37	6,43	0,14	9,68	11,9	2,14	0,17	0,05	1,3	99,38	0,052
6б	Метагаббро		49,1	0,32	16,7	1,41	4,86	0,14	9,84	14,5	1,07	0,15	0,05	1,46	99,6	0,018
6в	Метагаббро		49,8	0,29	22,3	0,93	3,14	0,086	5,62	14	2,24	0,11	0,05	1,32	99,886	0,015
6г	Метагаббро		48,5	0,42	18	1,2	4,86	0,13	8,92	14,8	1,2	0,11	0,05	1,54	99,73	0,02
6д	Метагаббро		47,7	0,34	17,8	1,41	6,05	0,15	9,23	14,5	1,07	0,098	0,05	1,25	99,648	0,011
7	Метагаббро		47,8	0,73	20,1	1,51	5,23	0,13	7,53	13,8	1,73	0,11	0,05	0,94	99,66	0,011

Химический состав долеритов лагортаюского комплекса, вес %

Номер пробы	Порода	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	V	Cr
1127/1	Долерит (зона закалки)	Лагортаю	49,80	1,01	17,30	1,34	9,45	0,18	3,82	8,50	4,76	0,32	0,15	2,67	100,00	0,033	0,0037
1127/1а	Габбро (эндоконтакт)		52,50	0,99	15,70	0,79	9,31	0,20	4,83	6,11	5,81	0,41	0,14	2,61	100,00	0,033	0,006
1127/3	Долерит		52,80	0,85	16,50	0,9	6,95	0,15	4,22	9,90	5,46	0,36	0,16	1,34	100,00	0,023	0,0075
2б	Микроамфиболит	Правая Пайера	46,50	1,24	16,00	2,94	7,47	0,15	7,88	14	1,30	0,06	0,08	1,65	100,00	0,03	0,01
2г	Микроамфиболит		47,00	1,01	15,90	2,38	8	0,19	8,44	12,7	1,45	0,08	0,05	1,67	99,80	0,03	0,02
3а	Микроамфиболит		50,50	1,86	15,70	3,11	9,12	0,17	4,81	8,81	2,98	0,07	0,16	1,82	100,00	0,04	0,007
3б	Микроамфиболит		47,60	1,54	16,80	3,29	8,52	0,17	5,95	11,2	2,49	0,09	0,15	1,50	100,00	0,04	0,0054
3в	Микроамфиболит		47,60	0,88	16,10	1,44	7,32	0,16	8,91	12,8	1,78	0,08	0,07	2,21	100,00	0,025	0,019

Химический состав диабазов комплекса параллельных даек, вес% (по данным [59])

Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Малая Лагорга	45,3	0,73	15,8	2,37	10,3	0,2	9,36	10,1	2,17	0,49	0,16	2,13	99,11
	47,5	0,9	14,5	2,32	7,1	0,12	13,7	9,03	2,62	0,1	0,05	1,34	99,28
	48,6	1,64	14,7	2,2	12,6	0,18	6,23	8,2	3,24	0,27	0,53	1,66	100,05
	49,7	0,9	15,7	1,41	7,67	0,11	9,84	9,46	2,68	0,18	0,05	1,47	99,17
	52	0,76	16,2	1,34	8,35	0,11	10	5,47	4,35	0,14	0,06	0,14	98,92
	52,9	1,22	16,3	3,5	9,68	0,09	4,48	5,73	5,94	0,22	0,13	1,02	101,21
	54,8	1,2	15,4	2,4	9,79	0,16	4,53	4,66	4,9	0,1	0,08	1,07	99,09
Лагортаю	47,1	1	16,3	2,3	9,02	0,09	7,78	10,7	2,24	0,11	0,01	2,76	99,41
	47,3	0,52	17,2	0,91	6,46	0,09	11,2	11,6	1,5	0,1	0,05	2,39	99,32
	48,2	0,77	15,8	0,57	8,25	0,11	10,2	11,2	1,78	0,1	0,05	2,16	99,19
	51,46	0,58	12,34	3,83	6,75	0,09	9,59	9,6	3,26	0,05	0,13	–	97,68

Редкоэлементный состав долеритов лагортаюского комплекса, г/т

Номер пробы	Порода	Привязка	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cr	Co	Ni	V
1127/1	Долерит (зона закалки)	Лагортаю	3,96	366	19,9	48,8	2,45	0,32	318	5,07	12,7	2,04	10,1	3,48	1,04	3,25	0,53	3,51	0,74	2,32	0,32	2,26	0,29	1,47	0,13	0,64	0,31	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
1127/1а	Габбро (эндоконтакт)		4,71	235	20,1	43,3	1,73	0,83	370	5,06	12,9	2,05	9,85	3,03	0,88	3,14	0,52	3,47	0,8	2,15	0,28	2,3	0,3	1,17	0,1	0,67	0,3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
1127/3	Долерит		3,79	412	20,1	83,8	4,04	0,26	225	9,25	24,5	3,88	18	4,66	1,39	4,02	0,63	3,63	0,78	2,11	0,22	2,03	0,35	2,31	0,22	1,03	0,55	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
2б	Микроамфиболит	Правая Пайера	0,67	152	19,6	14,9	1,18	н.о.*	32,9	1,18	4,18	0,83	5,72	2,27	1	3,19	0,57	3,71	0,8	2,29	0,32	2,18	0,33	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	86,6	45,2	52,2	144
2г	Микроамфиболит		1,01	133	16,7	13,5	0,93	н.о.	35,2	1,15	3,97	0,77	4,91	1,74	0,82	2,74	0,49	3,35	0,7	1,97	0,3	1,91	0,28	0,56	<0,1	<0,1	<0,1	156	44,2	63,2	197
3а	Микроамфиболит		0,63	203	23,7	39,8	2,44	н.о.	40,9	2,06	6,87	1,26	8,07	2,86	1,42	4,14	0,74	4,72	0,99	2,81	0,4	2,65	0,44	1,29	0,11	<0,1	<0,1	22,4	41,1	10,7	205
3б	Микроамфиболит		0,8	202	21,4	20,5	1,76	н.о.	41,1	1,73	5,82	1,13	6,94	2,47	1,17	3,71	0,64	3,93	0,84	2,39	0,35	2,32	0,36	0,96	0,13	0,21	<0,1	30,4	50,7	24,5	408
3в	Микроамфиболит		0,9	137	17,8	13,2	1	н.о.	35,7	1,3	4,37	0,8	5	1,84	0,85	2,83	0,5	3,19	0,74	1,97	0,3	1,98	0,3	0,71	<0,1	<0,1	<0,1	116	43,8	82,4	254

*н.о. – не определялось.

Химический состав горных пород Малоуральского вулcano-плутонического пояса, вес %

Лагоргинско-кокпельский комплекс

Номер пробы	Привязка	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	V	Cr	Ba
513	Хойла	Гранодиорит	63,30	0,38	15,70	2,43	3,58	0,13	2,61	5,89	2,53	2,07	0,092	1,02	100	0,017	0,0024	0,032
5029/2	Хойлаты	Гранит	73,60	0,42	12,90	0,87	1,59	0,05	0,75	2,17	3,43	3,55	0,051	0,44	100	0,0055	0,013	0,061
5032/1		Диорит	56,60	0,58	16,00	3,06	6,35	0,18	4,19	8,34	2,28	0,72	0,13	0,84	100	0,027	0,029	0,021
5035	Танью	Гранодиорит	62,90	0,34	15,80	2,2	3,61	0,13	2,48	5,65	2,77	2,66	0,11	0,89	100	0,014	0,0046	0,051
5035/1		Ксенолит в гранодиорите	54,40	0,54	17,40	3,24	5,92	0,22	3,94	7,46	3,25	1,91	0,14	0,96	100	0,026	0,0034	0,048
5036/1		Диорит	59,30	0,74	16,50	2,21	3,83	0,13	3,52	7,31	3,59	0,83	0,13	1,45	100	0,016	0,0074	0,022
5040/1		Гранодиорит	61,60	0,35	17,00	3,12	3,25	0,11	3,11	6,95	3,15	0,24	0,088	0,83	100	0,019	0,022	0,0084
5041/1		Гранодиорит	61,90	0,35	16,60	3,05	3,32	0,14	2,93	6,86	2,78	0,42	0,083	1,18	100	0,019	0,0053	0,034
5041/2		Гранодиорит	61,50	0,38	15,80	2,19	4,19	0,14	2,83	4,51	4,07	1,70	0,13	2,10	100	0,015	0,0064	0,045
5042/1		Монцодиорит	61,20	0,40	15,70	2,25	4,12	0,14	2,91	4,79	4,17	2,20	0,15	1,53	100	0,016	0,0034	0,051
5046/3		Диорит	58,50	0,49	16,40	3,41	4,48	0,15	3,72	7,58	2,63	1,29	0,16	0,75	100	0,023	0,0069	0,027
5047		Гранит-аплит	77,50	0,033	12,70	0,48	0,25	0,024	0,19	1,57	3,86	3,18	0,05	0,34	100	0,005	0,0037	0,098

Вулканиды

Номер пробы	Привязка	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	V	Cr	Ba
1122	Танью	Андезит	53,00	0,52	14,70	4,10	5,58	0,12	7,82	9,66	2,38	0,36	0,10	0,89	99,90	0,03	0,028	0,014
5033/1		Андезит	54,80	0,50	16,40	3,37	4,77	0,13	6,06	8,45	3,26	0,44	0,10	1,17	100,00	0,025	0,019	0,013
5034/1		Базальт	46,30	0,29	8,58	3,18	4,91	0,13	22,80	7,58	1,07	0,26	0,05	4,28	100,00	0,014	0,094	0,0061
5037/1		Риолит	73,70	0,37	10,70	3,11	1,88	0,10	1,29	4,80	2,54	0,06	0,14	1,31	100,00	0,008	0,006	0,005
5038/1		Андезит	50,90	1,19	16,70	5,69	6,50	0,27	3,86	7,90	4,94	0,44	0,33	0,57	100,00	0,039	0,0049	0,021
5044/1		Андезит афировый	57,80	0,46	13,90	4,22	4,62	0,17	6,25	7,70	2,76	0,91	0,12	0,60	100,00	0,025	0,015	0,024

Редкоземельный состав горных пород Малоуральского вулcano-плутонического пояса, вес %

Лагортинско-кокпелеский комплекс

Номер пробы	Привязка	Порода	Cs	Rb	Sr	Ba	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
513	Хойла	Гранодиорит																									
5029/2	Хойлаты	Гранит	1,1	60,9	142	556	4,22	2,67	0,18	3,92	126	19	1,71	8,9	24,6	2,9	11,6	2,81	0,61	2,8	0,44	2,92	0,68	1,84	0,3	2,12	0,31
5032/1		Диорит	0,2	8,57	303	152	0,6	0,74	0,1	1,31	31,7	17,9	0,34	4,75	12,1	1,88	8,96	2,36	0,71	2,69	0,44	2,79	0,66	2,02	0,29	1,99	0,27
5035	Танью	Гранодиорит	0,4	34,4	369	445	1,8	0,77	0,1	0,87	28,6	9	0,43	6,76	14	1,82	7,33	1,53	0,57	1,61	0,23	1,37	0,32	1	0,14	0,96	0,15
5035/1		Ксенолит в гранодиорите	0,4	27,9	375	402	1,49	0,77	0,1	1,07	30,5	11,8	0,45	6,52	13,9	1,77	7,63	1,79	0,79	1,92	0,29	1,88	0,45	1,28	0,2	1,3	0,2
5040/1		Гранодиорит	0,1	2,43	386	76	1,3	0,89	0,1	1,15	36,6	10,4	0,41	5,68	12	1,53	6,29	1,33	0,48	1,46	0,24	1,61	0,38	1,13	0,17	1,23	0,18
5041/1		Гранодиорит	0,1	4,46	375	286	1,53	0,88	0,1	1,24	38,2	9,89	0,39	6,51	13,5	1,58	6,31	1,35	0,5	1,44	0,24	1,58	0,36	1,08	0,16	1,09	0,18
5041/2		Гранодиорит	0,1	18,6	236	388	2,25	0,85	0,1	1,42	44	11,5	0,87	8,53	17,2	2,13	9,19	1,84	0,65	1,95	0,32	1,77	0,43	1,22	0,2	1,26	0,2
5042/1		Монцодиорит	0,2	29,2	279	424	2,15	0,82	0,1	1,23	41,9	11,9	0,97	8,49	17,2	2,17	8,98	2,15	0,68	1,92	0,31	1,8	0,44	1,33	0,18	1,35	0,19
5046/3		Диорит	0,5	20,3	500	222	0,45	1,05	0,1	1,36	46,9	11,3	0,37	6,41	15,3	2,07	9,04	2,1	0,63	1,96	0,31	1,83	0,41	1,21	0,17	1,26	0,18
5047		Гранит-аплит	0,3	29,1	211	927	2,21	0,82	0,11	0,71	15,4	6,33	0,64	10,2	18,6	1,95	6,66	1,24	0,44	0,89	0,16	0,9	0,2	0,6	0,09	0,77	0,12

Вулканиты

Номер пробы	Привязка	Порода	Cs	Rb	Sr	Ba	Th	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1122	Танью	Андезит																									
5033/1		Андезит	0,1	5,14	481	117	0,73	0,64	0,1	1,11	37	10,3	0,3	5,02	11,4	1,61	7,58	1,73	0,64	1,86	0,28	1,74	0,38	1,1	0,16	1,12	0,17
5034/1		Базальт	0,2	6,9	151	33	0,3	0,5	0,1	0,71	22,1	6,67	0,16	1,93	4,88	0,74	3,55	0,88	0,31	0,99	0,17	1,05	0,25	0,72	0,1	0,72	0,11
5037/1		Риолит	0,1	2	497	19	1,4	2,33	0,13	2,76	89,8	19,4	0,54	10,5	25,4	3,33	14,9	3,24	0,95	3,21	0,52	2,98	0,66	1,91	0,28	1,98	0,28
5038/1		Андезит	0,1	3,07	437	130	0,42	1,34	0,1	1,52	48,2	20,9	0,19	7,99	19,5	2,95	14,1	3,84	1,29	3,88	0,59	3,62	0,79	2,22	0,29	2,08	0,29
5044/1		Андезит афировый	0,2	12	412	173	1,09	0,96	0,1	1,13	33,2	10,3	0,47	5,43	12,2	1,71	7,43	1,73	0,57	1,6	0,28	1,65	0,38	1,07	0,17	1,12	0,15

Каталог памятников природы

Номер объекта на карте	Тип памятника	Памятники природы
1	Общегеологический	Опорный геологический разрез образований кэршорского комплекса
2	Общегеологический	Опорный геологический разрез образований собского комплекса
3	Ландшафтный	Крупный ледниковый цирк
4	Общегеологический	Опорный геологический разрез образований кэршорского комплекса
5	Общегеологический	Пятиречье. Опорный геологический разрез образований собского комплекса
6	Геоморфологический	Комплекс речных террас долины р. Танью
7	Гидрогеологический	Оз. Большое Хольцело с особым гидрогеологическим режимом
8	Геоморфологический	Комплекс озерных террас оз. Варчаты

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	3
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ. <i>С. Т. Ремизова, Д. Н. Ремизов, Е. А. Лебедева</i>	7
СТРАТИГРАФИЯ. <i>М. А. Шишкин, С. Т. Ремизова, Д. Н. Ремизов, А. Д. Матюшков</i>	16
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ. <i>Д. Н. Ремизов, С. И. Григорьев, С. Ю. Петров, М. В. Носиков</i>	41
ТЕКТОНИКА. <i>С. Н. Сычев</i>	77
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	81
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>А. Д. Матюшков, А. В. Степунин</i>	85
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>О. А. Косьянов, М. А. Шишкин, М. В. Носиков</i>	93
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>М. Л. Сахновский, М. А. Шишкин</i>	111
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>С. Н. Суриков, М. Н. Чуйко</i>	125
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>М. Н. Петрова</i>	129
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Д. Н. Ремизов</i>	136
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	138
<i>Приложение 1.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, россыпей проявлений (РП), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и геофизических аномалий (ГФА)	144
<i>Приложение 2.</i> Кадастр прогнозных ресурсов полезных ископаемых	179
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	183
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов .	184

<i>Приложение 5.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных буровых скважин, показанных на геологической карте.....	185
<i>Приложение 6.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород, минералов.....	186
<i>Приложение 7.</i> Петрогеохимические характеристики горных пород района .	187
<i>Приложение 8.</i> Каталог памятников природы.....	196

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000 (цифровое издание)
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-41-XVII – р. Танью
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 24.09.2014. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 17,5.
Заказ 81114008

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК
