

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Полярно-Уральская
Лист Q-42-VII, VIII (Обской)

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2014**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО ЯМАЛО-НЕНЕЦКОМУ
АВТОНОМНОМУ ОКРУГУ
ФГБОУ ВПО «УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
СЕВЕРНАЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-42-VII, VIII (Обской)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55 (084.3М200): 528.94.065 (571.122)

В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин, И. А. Никулина и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014, 384 с. + 18 вкл.

Обобщены геологические материалы по Полярной части Урала. Рассмотрено геологическое строение территории, выделены стратифицируемые образования и интрузивные комплексы, принадлежащие к северной оконечности Новоземельско-Уральского складчато-надвигово пояса, включающего Харбейско-Марункеускую структурно-формационную зону байкалид (доуралид), осложненную аллохтонными (Зилаиро-Лемвинский, Щучьинский и Войкарский) структурно-формационными зонами палеозоя (уралид), перекрытых чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Уральской и Западно-Сибирской структурно-формационных зон. Проведено минерагеническое районирование территории. По результатам геолого-металлогенических исследований сделан прогноз на выявление крупных месторождений золота, МПГ, молибдена, железа, хрома.

Табл. 6, ил. 30, список лит. 202 назв., прил. 11.

Авторы

*В. А. Душин, О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин, И. А. Никулина,
В. С. Козьмин, П. Л. Бурмако, И. В. Абатурова, Л. И. Козьмина*

Редактор *А. П. Казак*

Эксперты НРС *М. А. Шишкин, Л. Р. Семенова*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 18 февраля 2013 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2014
- © ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет», 2013
- © Северная научно-исследовательская геологическая экспедиция, 2013
- © Коллектив авторов, 2013
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-42-VII, VIII (Обской) административно входит в состав Приуральского района Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области. Площадь листа составляет 6486,2 км² и ограничена координатами 66°40′–67°20′ с. ш., 66°00′–68°00′ в. д.

Орографически территория отчетливо делится на две части – горный Урал с предгорьями (предгорная равнина, низкие предгорья, высокие предгорья) и так называемую Ямальскую низменность. В пределах горного Урала выделяют три геоморфологические области, лежащие на разных абсолютных высотах и характеризующиеся определенными формами рельефа – среднегорье, низкогорье, холмисто-увальное предгорье, переходящее в предгорную равнину.

Горная область, расположенная в северо-западной части листа (верховея рек Малый Харбей–Большой Харбей–Малый Ханмей), выделяется на общем фоне района своими доминирующими высотами хребтов Ханмейхой, Харбейнырд и Харбейхой, наиболее сильной расчлененностью и труднодоступностью (гора Ханмей – 1333 м, гора Харбей – 1157 м, гора Васькеу – 1141 м и др.).

В юго-восточном и восточном направлениях рельеф постепенно понижается и переходит в среднегорный сглаженный с абс. выс. 500–900 м (гора Яркеу – 708 м, гора Чёрная – 591 м и др.), а затем приобретает черты холмисто-увальных (300–500 м) предгорий (горы Масло – 399 м, Сиерага – 388 м, Юрманюку – 255 м), переходящих в предгорную равнину и далее в низменность, сливающуюся с долиной р. Обь.

Речная сеть довольно густая и принадлежит к бассейну р. Обь. Основные реки района – Большой Ханмей, Харбей, Лаптаеган, Лонготъеган, Большой и Малый Сандибей, Юньяха и др. – пересекают территорию с запада на восток. Долины этих рек и крупных притоков имеют форму ледниковых трогов. Ширина водотоков колеблется в пределах от 30–70 до 50–120 м. Ширина долин крупных рек не превышает 500–1500 м. Течение рек неравномерное – от 0,5–1,5 м/с на плесах до 10–12 м/с на перекатах. Глубина не превышает 1,5–5,0 м. Многочисленные притоки протекают в глубоких ущельях с множеством стремительных перекатов и водопадов до 15 м высотой. Некоторые ручьи к концу лета пересыхают. Режим рек зависит от времени года и наличия осадков. Самой крупной водной артерией района является протока Оби – Вылпосл. Она имеет широкое русло (300–500 м), глубокий фарватер и является судоходной.

Климат района субарктический, характеризуется коротким летом и продолжительной зимой. Средняя многолетняя температура колеблется от плюс 6–8 °С в июле до минус 21–22 °С в январе (Приуральский..., 2001). Снежный покров устанавливается в конце сентября и сходит в середине июля. Лето прохладное со значительным количеством осадков в виде дождя, реже – снега. Количество осадков – от 400 до 800 мм в год. Наличие многочисленных рек, озер и вечной мерзлоты обуславливает большую влажность. Относительная влажность летним днем составляет 50–70%, приближаясь в пасмурные дни к 100%. Вечная мерзлота оттаивает на глубину 0,4 м, редко – до 1,2 м. Зимой преобладают ветры юго-западного, весной и осенью – северного и северо-западного, летом – северного направлений. Нередки штормовые ветры до 7–8 баллов.

Растительность территории находится в прямой зависимости от климата и рельефа. Приводораздельные хребты с отметками до 800–1130 м повсеместно образуют разрозненные растительные сообщества, объединенные в так называемый пояс холодных гольцовых пустынь с преобладанием лишайников и мхов. Ниже, на высотах 600–800 м, расположен горно-тундровый пояс, где наряду с гольцами преобладают травяно-мховые и лишайниковые тундры. Здесь же, вблизи тающих снежников, распространены своеобразные околоснежные лужайки зеленой травы и отмечаются заросли кустарниковых ив. Растительность нижних уровней гор (до 400–600 м) представлена горной тундрой, сменяемой своеобразными зарослями кустарниковой ольхи. Эти растительные сообщества входят в так называемый подгольцовый пояс, включающий иногда лиственное и березовое редколесье (среднее течение рек Малый Ханмей, Харбей, Лонготьёган и др.). Из ягодных преобладают голубика, а на болотах – морошка.

Животный мир типичен для горной лесотундры и тундры – росомахи, олени, песцы, зайцы, разнообразные грызуны, медведи и волки редки (обычно мигрируют за стадами оленей). Из птиц преобладают отряды воробьинообразных, ржанкообразных, соколообразных. Из рыб в большинстве рек встречается хариус, в озерах – хариус, налим, щёкур, голец. В летнее время очень много гнуса.

В экономическом отношении изученный район освоен слабо. Из населенных пунктов известна только станция Обская, расположенная на железнодорожной ветке Лабытнанги – Сейда (юго-западная часть площади листа Q-42-VII). В центральной части площади проходит строящаяся железнодорожная ветка Обская – Бованенково. Через площадь проложены дороги для гусеничного транспорта: от поселков Полярный и Харп. Для колесного транспорта: рассматриваемая территория непригодна (за исключением дороги вдоль железнодорожной трассы), а для гусеничного – непроходима в паводковый период.

Обнаженность в высокогорной части хорошая, обусловлена развитием скальных выходов, нивальных ниш и глубоких ущелий. В центральной части района расчлененность рельефа выражена слабо и горы часто покрыты сплошными делювиальными развалами. По долинам крупных рек коренные обнажения редки, но притоки и мелкие реки вскрывают сплошные

многокилометровые разрезы (реки Малый Ханмей, Харбей, Лонготъёган, Лаптаеган, ручьи Костальбей, Ханмейшор и др.).

Дешифрируемость аэрофотоснимков в целом по территории удовлетворительная. Слабо дешифрируются поля развития покровных вулканитов в северо-восточной части листа Q-42-VIII, значительно достовернее дешифрируются вулканические комплексы Харбейского мегаблока, а также массивы Харче-Рузь, Масло и др.

Геологическое строение площади сложное и очень сложное, что определяется широким возрастным диапазоном (PR_1 –MZ) картируемых подразделений, их фациальной изменчивостью, а также интенсивной дислоцированностью, особенно допалеозойских комплексов. Работы по составлению и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200/2 листа Q-42-VII, VIII были начаты в 2010 г. В изучаемом районе проведен один полевой сезон, в задачу которого входило уточнение дискуссионных вопросов возраста и минерагенической специализации магматических образований территории, границ рудных районов. В камеральный период выполнена обработка результатов исследований и актуализация картографических материалов авторского варианта Госгеолкарты-200 листа Q-42-VII, VIII.

Основой для составления новой Госгеолкарты-200 второго поколения явились в первую очередь материалы по ГДП-200 Собской площади, проведенные авторами в период 2008–2010 гг. [133], в результате которых был составлен авторский вариант Госгеолкарты-200 листов Q-42-VII, VIII. В связи с тем, что геологические карты масштаба 1 : 200 000 первого поколения [95, 169] в значительной мере устарели, основой для составления авторского варианта Госгеолкарты-200 явились в первую очередь материалы полистных и групповых геологических съемок масштаба 1 : 50 000 (ГС-50 и ГГС-50), выполненных под руководством В. П. Еремина [134], А. П. Прямоносова [174], В. Н. Воронова [118, 119], А. К. Афанасьева [105], данные собственных исследований [125, 127, 128, 130, 132, 181], а также материалы поисковых и поисково-оценочных работ на медь, молибден, свинец [106, 107, 110, 150, 185], уран [36, 152], золото [112, 113, 147, 148, 164, 176, 177] и др. Фактически геологосъемочными работами покрыто 70% листов, что с учетом многочисленных геофизических материалов обусловило высокую информативность и достоверность составленного при ГДП-200 авторского варианта Госгеолкарты-200.

Результаты отмеченных выше работ и многочисленные тематические и опытно-методические исследования, проведенные геологами ПГО «Полярноуралгеология», Полярно-Уральской экспедицией «Главтюменьгеологии», ИГ КНЦ УрО РАН, ИГГ УрО РАН, СНИГЭ УГГУ, ЗапСибНИГНИ, ВСЕГЕИ и др. на территории листа за период с 1966 по 2012 год, позволили уточнить положение и детализировать состав подразделений практически всех возрастных диапазонов, развитых в районе, а также проследить положение геологических границ в обнаженной части территории. При отрисовке границ в пределах слабообнаженных участков использованы материалы поисково-картировочного бурения, которое в незначительных объемах проводилось при ГГС-50, ГДП-50 и поисковых работах; результаты дешифрирования аэрофото- и космоматериалов различных масштабов, а также данные

геофизических работ по гравиразведке, магниторазведке. Наименее обоснованной осталось рисовка участков геологической карты в южной части листа Q-42-VII, VIII в пределах Западно-Сибирской плиты, где отсутствует ГС-50, обнаженность и крупномасштабные геофизические работы.

Из смежных листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 к настоящему времени в издании находятся комплекты карт второго поколения по листам Q-41-VI [97], Q-41-XII [175], издан комплект Госгеолкарты–200 второго поколения по листу Q-42-I, II [20].

По северной и западной рамке листа Q-42-VII, VIII все границы по контурам увязаны. Однако имеется некоторое различие в возрастной трактовке магматических комплексов, которое обосновано актуализированной Легендой Полярно-Уральской серии листов [201]. Увязка границ по восточной и южной рамкам не производилась ввиду отсутствия на соседних листах изданных карт второго поколения.

Геологические карты и зарамочное оформление к ним, а также текст отчета выполнены в соответствии с основными положениями «Инструкции по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000» (1995 г.), «Методического 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» (1999 г.). Цифровые модели карт подготовлены в форматах ArcGis с учетом «Положения о порядке представления в НРС МПР РФ и ГБЦГИ цифровых моделей листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание)» (2001 г.), «Электронной эталонной базой условных знаков (ЭБЭ) к Госгеолкарте-200» (2009 г.). Электронная база первичных данных составлена по материалам собственных работ в форматах Excel и Access.

В полевых работах по объекту в течение всего периода принимали участие сотрудники СНИГЭ УГГУ: В. А. Душин, О. П. Сердюкова, В. С. Козьмин, А. А. Малюгин, П. Л. Бурмако, В. А. Рыбалко, И. А. Никулина, Л. И. Козьмина, А. В. Фауст, Д. И. Прокопчук, В. В. Курчавов, Н. Г. Малюкина; студенты УГГУ: И. О. Алексеенко, Э. А. Афанасьев, А. Ф. Быков, А. Р. Гильфанова, А. Р. Гайнитдинов, Л. А. Демина, Д. В. Кузнецов, Е. Р. Колганов, В. И. Леонтьев, А. А. Перешеин, В. А. Тельтевский, А. М. Ушаков.

В составлении текста объяснительной записки и графических приложений к ней принимали участие сотрудники СНИГЭ УГГУ: В. А. Душин (ответственный исполнитель), О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин, И. А. Никулина, В. С. Козьмин, П. Л. Бурмако, И. В. Абатурова, Л. И. Козьмина, Е. А. Таштимирова, Н. Г. Малюкина, Д. И. Прокопчук, В. В. Курчавов, Г. Г. Хасанова.

Петрографическое описание шлифов выполнено сотрудниками СНИГЭ УГГУ В. А. Душиным, В. А. Рыбалко, П. Л. Бурмако, В. С. Козьминым.

Количественные определения (ICP-MS) на 50 микроэлементов проведены в лаборатории изотопной геохимии ИГГ УрО РАН.

Радиогеохронологические исследования выполнены в ЦАЛ ВСЕГЕИ и лаборатории изотопной геохимии ИГГ УрО РАН.

Авторы признательны В. П. Водолазской, Л. И. Гурской, А. В. Жданову, Т. Ф. Королёвой, Л. И. Лукьяновой, А. Н. Мельгунову, А. Ф. Морозову, Л. Я. Островскому, С. Л. Вотякову, В. С. Ивановскому, В. В. Парфенову, Л. Р. Семёновой, М. А. Шишкину, А. П. Казаку, Т. В. Чепкасовой, Ю. Л. Ронкину и другим коллегам, оказавшим разностороннюю научно-методическую, консультативную помощь в процессе работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Планомерное изучение Полярного Урала началось в 1950-е годы. В геолого-поисковых и поисковых работах основное участие приняли К. И. Прохорова, В. А. Чепкасов, А. В. Цымбалюк, Ю. Ю. Эрвье, М. С. Бельский, Р. М. Монто и многие другие. Ими было положено начало детального изучения протерозойских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, магматизма, метаморфизма региона и связанных с ними полезных ископаемых.

Расчленение покрова неоген-четвертичных отложений проводилось на основе стратиграфических схем В. Н. Сакса (для Западной Сибири) и В. К. Хлебникова (для Урала и Западной Сибири). Существенный вклад внесли работы С. Г. Боча, производившего в составе Уральской экспедиции ИГН АН СССР тематическую съемку четвертичных отложений по р. Обь (ниже г. Салехард), а также работы С. Г. Галеркиной и В. А. Дедеева, ставшие основой Стратиграфических схем севера Западной Сибири вплоть до 1978 г., когда МСК были утверждены новые Стратиграфические схемы. В этот период при проведении ГСР-50 и ГСП-50 были созданы первые геологические карты четвертичных отложений.

В 1970–1990-е годы исследования проводились в рамках ГГС-50 и ГДП-50 на основе Унифицированной и Стратиграфической схем 1978 г. Особенностью этих работ являлось углубленное изучение вещественного состава плейстоценовых отложений.

В 2001 г. издана Карта четвертичных отложений России в масштабе 1 : 5 000 000. В настоящее время в рамках ГК-1000/3 и ГК-200/2 продолжаются работы по уточнению шкалы квартера Арктического сектора Урала и Западной Сибири, а также вещественного состава, возраста и генезиса его подразделений с позиций современных представлений об истории развития региона.

В главе приводится обзор геологической изученности по листу Q-42-VII, начиная с 1966 г. Сведения о более ранних работах приведены в Объяснительной записке к Государственной геологической карте СССР первого поколения [95]. Результаты работ по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 листа Q-42-VIII были приняты лишь как материалы к Государственной геологической карте [169], поэтому была использована вся имеющаяся информация по этой территории. Ввиду большого количества работ, выполненных на площади, сведения о них даются по тематическим разделам.

Геологосъемочные работы. В 1966 г. А. В. Цымбалюком составлена Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000 листа Q-42-VII, которая была издана лишь в 1976 г. под редакцией В. Н. Охотникова [95]. Материалами к карте первого поколения послужили данные самого автора и результаты ГСР-50, выполненные под руководством В. А. Чепкасова [198], В. Н. Воронова [118], Ю. Ю. Эрвье [202]. В процессе работ А. В. Цымбалюком уточнен стратиграфический разрез и обосновано внутреннее строение Харбейского антиклинория. Возраст пород древнего метаморфического комплекса (париквасьшорская и ханмейхойская свиты) впервые определен условно как протерозойский, а вулканогенно-осадочных образований (няровейская и немурюганская свиты) – верхнепротерозойско-кембрийский. Разработанная схема стратиграфического расчленения пород района практически полностью совпала со схемой, выработанной комиссией по стратиграфии метаморфических толщ Полярного Урала от 1958 г., и послужила основой для составления Госгеолкарты-200 первого поколения. Дана комплексная литолого-минералогическая, палеофаунистическая и палеофлористическая характеристика четвертичных отложений, их положение в разрезе, а также сделаны выводы о генезисе, возрасте отложений и их роли в рельефообразовании. В истории развития территории в четвертичное время выделены этапы покровного и горно-долинного оледенения, сыгравшие наиболее значительную роль в образовании и трансформации осадочного чехла и рельефа зоны сочленения Урала и Западной Сибири. Интрузивные образования им подразделены на кембрийские комплексы гранитов, диоритов, серпентинитов, габброамфиболитов и габбродолеритов; раннесилурийские – гарцбургитов, серпентинитов; позднепалеозойские – гранодиоритов, диоритов и габбро. Впервые высказано предположение о возможном выделении интрузивных образований протерозойского возраста. На карте полезных ископаемых регистрируются Харбейское месторождение молибдена, проявления меди, редких и радиоактивных металлов, железных руд, бурых углей и генетически связанный с ними германий. Авторы данной записки творчески доработали и уточнили в рамках актуализированной легенды [201] большинство дискуссионных вопросов, поднятых А. В. Цымбалюком.

Полистные и групповые геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 на данной территории выполнялись геологическими подразделениями ПГО «Главтюменьгеологии» и «Полярноуралгеологии» в период с середины 1960-х до середины 1980-х годов.

В 1963–1966 гг. А. Л. Клопов, Е. В. Бобров [141] в составе Ханмейской ГСП выполнили геологосъемочные работы в бассейне рек Большая Пайпудына, Большой Ханмей, Большой Харбей, Лаптаюган с целью создания геологической основы масштаба 1:50 000 и поисков месторождений редких и рассеянных элементов, цветных металлов и других полезных ископаемых. В ходе исследований были выявлены рудопроявления меди, редких земель и урана. Метаморфизованные образования бедамельской и няровейской серий отнесены условно к кембрию, а метаморфиты харбейского комплекса (ханмейская, условно разделенная на две подсвиты, и париквасьшорская свиты) – к ордовику. Расчленение четвертичных образований

проведено по литологическому составу и взаимному положению в разрезе в соответствии со схемой, разработанной В. К. Хлебниковым в 1950-е годы.

В 1970–1973 гг. В. П. Ереминым, В. Г. Пономаревым [134] проведены поисково-съёмочные работы в районе среднего течения рек Сось, Большой и Малый Ханмей с целью оценки перспективности площади на полезные ископаемые и составления геологических карт масштаба 1 : 50 000. В результате работ уточнен стратиграфический разрез, выполнено расчленение мезозойских и кайнозойских образований, выделены крупные разломы (Главный Уральский глубинный разлом, Большеханмейский и др.), а также проведена оценка территории на железные руды, установлены проявления меди и комплексные площадные геохимические аномалии меди, свинца, титана, хрома, кобальта, никеля, бария. Составлен необходимый комплект карт.

В 1972–1976 гг. В. Н. Воронов, Ю. А. Дудко, В. М. Коркин и др. [119] в составе Восточно-Уральской партии провели групповую опытно-производственную геологическую съёмку с целью составления Геологической карты масштаба 1 : 50 000 и оценки перспектив площади на полезные ископаемые. По результатам работ уточнен стратиграфический разрез, всесторонне изучен и детально расчленен мезозойско-кайнозойский чехол, выделены формационно-обоснованные интрузивные комплексы, с расчленением их по фазам и фациям. Мезозойские и неоген-четвертичные отложения, расчленение которых проведено в соответствии с действующими Унифицированными и Корреляционными схемами Западной Сибири, показаны на геологической карте совместно с палеозойскими образованиями фундамента, расклассифицированы разрывные нарушения. Кроме известных месторождений Лаборовского бокситового и Юньягинского железорудного, выявлены рудопроявления железа скарнового и магматического типов, проявления меди, золота, ртути, вольфрама, радиоактивного сырья.

В 1974–1978 гг. Л. И. Сухановым, А. К. Афанасьевым и др. [189] проведено геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 южной части Талота-Собского синклиория с целью составления Кондиционной геологической карты масштаба 1 : 50 000 и оценки перспектив территории на полезные ископаемые. Откартированы дислоцированные и метаморфизованные породы рифея–карбона, отнесенные к Западной и Восточной структурно-фациальным зонам, а магматические образования подразделены на комплексы. Установлены системы разрывных нарушений северо-западного и субширотного направлений. Проведено металлогеническое районирование территории и выделены рудоносные зоны и рудные узлы.

В 1977–1980 гг. Северной НИГЭ СГИ (О. Н. Грязнов, В. А. Душин, В. В. Бабенко и др. [125]) проведены работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 на Байдарацко-Собской площади с целью составления сводной геологической карты и получения дополнительных данных для прогноза полезных ископаемых. В результате работ впервые для Полярного Урала разработаны вопросы классификации магматических, осадочных и рудно-метасоматических формаций, геохимического и металлогенического районирования, дана прогнозная оценка района на основе

разработанной авторами методики комплексного среднемасштабного количественного прогнозирования. Представлено описание стратиграфии, тектоники, глубинного строения, вулканогенных, осадочных и плутонических формаций, метаморфизма территории. Составлен комплект геологических и специализированных карт.

В 1979–1984 гг. А. К. Афанасьевым, Г. Н. Неустроевым, В. Г. Котельниковым и др. [105] выполнена групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 восточного склона Полярного Урала в западной части Щучьинского синклинория и его обрамления. Дано описание стратиграфии (от протерозоя до кайнозоя), магматизма (выделены магматические комплексы на формационной основе), метаморфизма, тектоники (расклассифицированы разрывные нарушения), геоморфологии и металлогении территории. В развитии района выделено четыре тектоно-магматических цикла. Изучены закономерности размещения хромитовых, железных руд, бурых углей, аллитов и других полезных ископаемых. Впервые дана прогнозная оценка территории с подсчетом ресурсов по категории P_2 основных видов полезных ископаемых. Составлен комплект обязательных и специальных карт. Даны рекомендации для дальнейших поисковых работ.

В 1989–1994 гг. А. П. Прямоносков, С. А. Наюк и др. [174] выполнили работы по групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Собь-Ханмейской площади. В результате исследований палеозойские вулканогенные образования Войкарской СФЗ впервые расчленены на четыре толщи: соколинскую, ханмейшорскую, тоупугольскую и тоупугольгартскую. Плутонические образования подразделены на семь многофазных комплексов. Возраст отложений харбейского метаморфического комплекса определен как средне-позднепалеозойский. По материалам работ партии Нерудгео (В. Д. Мокрый и др. [157]) А. П. Прямоносков выделен Тоупуголь-Новогодненский рудный узел, перспективный на рудное золото. Работы не завершены, в фонды сдан информационный отчет.

В 1996 г. издана Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-42–43 – Салехард (новая серия). Авторы: С. Б. Шацкий, А. Е. Бабушкин и др. [18]. В работе обобщены материалы средне- и крупномасштабных геолого-геофизических исследований по северо-западной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и восточной части Полярного Урала. Составлена объяснительная записка и комплект обязательных геологических карт. Учитывая масштаб работ и год передачи материалов в НРС, приведенная информация может быть использована только в качестве справочной.

В 2008–2010 гг. В. А. Душиным, О. П. Сердюковой и др. [133] проведены работы ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (Собская площадь) по созданию современной, многоцелевой геологической основы для решения различных народнохозяйственных задач, планирования геологоразведочных работ, оценки перспектив территории на благородные металлы.

В работе обобщены геологические материалы по Полярной части Урала. Рассмотрено геологическое строение территории, выделены стратифицируемые образования и интрузивные комплексы, принадлежащие к северной

оконечности Уральской аккреционно-складчатой системы, включающей Харбейско-Марункеускую структурно-формационную зону байкалид (доруалид), осложненную аллохтонными (Зилаиро-Лемвинский, Щучьинский и Войкарский) структурно-формационными зонами палеозоя (уралид), перекрытых чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской СФМЗ. По результатам геологического доизучения составлен авторский вариант комплекта Госгеолкарты-200 листов Q-42-VII, VIII (Собская площадь) в формате ГИС. Проведено минерагеническое районирование территории, выделены три минерагенические зоны и один буроугольный бассейн, четыре рудных и один буроугольный район, 13 рудных узлов и две угленосные площади, сделан прогноз на выявление крупных месторождений золота, МПГ, молибдена, железа, хрома.

Поисковые работы. Поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы с применением колонкового бурения, горных выработок, постановки крупномасштабных геофизических и геохимических исследований на изученной территории проводилось во многом точно и в недостаточном объеме.

В 1954 г. под руководством К. Н. Прядкина [173] осуществлены поисковые работы в районе среднего течения р. Лонгот-Юган, сопровождавшиеся геологосъемочными работами масштаба 1 : 50 000. В результате исследований составлена геологическая карта и карта полезных ископаемых. Даны рекомендации по продолжению поисков и вскрытию зоны рудных скарнов в районе руч. Кос-Тальбей.

В 1959 г. С. Г. Караченцев [140] провел обобщение результатов 4-летних поисковых и разведочных работ на железо в Щучьинском железорудном районе. Дано краткое описание геологического строения района работ и характеристика 17 изученных участков. На основании материалов о геологическом строении выявленных железорудных объектов и магнитных аномалий выделены два генетических типа месторождений, приуроченных к двум рудным полям. По данным разведочных работ произведен подсчет запасов по категориям $C_1 + C_2$ для месторождений Юнь-Ягинское, Тальбейское и Ям-То, а также учтены запасы по категории C_2 для месторождений Дорожное, Отдельное, Овальное. Приведена характеристика эффективности ведения геологоразведочных и поисковых работ, а в заключении дается общая оценка изученного района.

В 1981–1986 гг. А. Н. Кудрявцевым, А. Л. Крашенинниковым и др. [148] в Приобском районе Полярного Урала проведены общие поиски россыпного золота на площади 15 тыс. км². При расчленении четвертичных образований за основу приняты схемы А. В. Цымбалюка и А. К. Афанасьева. Показана роль различных по возрасту и генезису четвертичных отложений в формировании рельефа и россыпеобразовании. Дана оценка перспектив россыпной золотоносности, определены прогнозные ресурсы площади, составлены Геоморфологическая карта и Карта россыпной золотоносности Приобской площади масштаба 1 : 100 000. Выработаны поисковые критерии россыпной золотоносности.

В 1984–1988 гг. В. К. Бубековым [114] по результатам поисковых работ, проведенных на строительные пески, песчано-гравийные смеси, выявлено

месторождение Долинное и проведена его детальная разведка с подсчетом запасов гравийной смеси категорий В, С₁ и С₂. За основу приняты классификация Унифицированной стратиграфической схемы Урала 1960 г. и материалы геологической съемки масштаба 1:200 000 А. В. Цымбалюка.

В 1984–1993 гг. В. Д. Мокрый, В. М. Бахромкин, С. В. Дубровский [157] выполнили предварительную и детальную разведку известняков месторождения Новогоднее. Участок разведан на глубину до горизонта с абс. отм. 100 м. Мощность полезной толщи в контуре детальной разведки составила 70–85 м. При производстве буровых работ в известняках выявлено несколько зон метасоматитов с сульфидной минерализацией и содержаниями золота от 0,1 до 6,5 г/т, давших толчок к поискам коренного золота и приведших в конечном счете к открытию месторождения Новогоднее-Монто.

В 1996–1999 гг. Т. Н. Селюковой [183] проведены поисковые работы на золото вдоль трассы Обская–Бованенково. Основные объемы работ были сосредоточены на пяти участках. Установлено крайне неравномерное содержание золота (0,015 – 0,07 г/т) в кварцевых жилах и зонах метасоматитов, а в углеродистых сланцах оно достигает 0,92 г/т. На участке Собы-Ханмейский в серии сульфидно-кварцевых жил с вкрапленностью борнита и халькопирита, приуроченных к тектоническим зонам, содержания золота составляют от 4 – 5 до 18 г/т.

В 1993–2001 гг. И. Г. Перминовым и др. [164] проведены поисковые работы на Тоупугол-Ханмейшорской площади и оценочные на золоторудном рудопроявлении Новогоднее-Монто. В качестве наиболее перспективной на выявление новых рудных зон (тел) с промышленным содержанием золота выделена северо-западная часть площади. В контуре рудопроявления установлены морфология и параметры рудных тел, определены промышленные типы руд, проведен подсчет запасов и прогнозных ресурсов золота и серебра категорий С₂ + Р₁, железа и меди категории Р₁. Составлен ТЭР, показатели которого указывают на целесообразность освоения его открытым способом.

В 1998–2002 гг. Г. Х. Буляковым [113] проведены поисково-оценочные работы на россыпное золото в зоне Обского тектонического выступа. В результате работ установлено сложное строение чехла неоплейстоценовых образований континентального и морского(?) генезиса. Составлены Схематические геоморфологические карты и Карты четвертичных образований масштабов 1:50 000–1:25 000. Разведаны и ооконтурены россыпи золота, по которым подсчитаны запасы категории С₂ и прогнозны ресурсы категорий Р₁+Р₂, даны рекомендации по дальнейшему направлению работ.

В 2001–2004 гг. А. П. Прямоносным и др. [176] выполнены прогнозно-поисковые работы на золото масштаба 1:200 000 Харбейской площади. По результатам работ установлена золотоносность линейных зон минерализации сланцевого обрамления Харбейского блока, локализующихся в метаморфизованных углеродисто-терригенных комплексах. Выявлены структурные, литологические и геохимические критерии локализации золоторудной минерализации. Подсчитаны прогнозны ресурсы коренного золота по категории Р₂ на восьми участках (Немурюганский,

Тайкеуский, Харбейский, Помпельшорский, Пайпудынский, Ханмейский, Лонготъеганский, Яршорско-Лаптаеганский) в количестве 68,7 т. Сделан вывод о возможности обнаружения мелких и средних месторождений золота в связи с черносланцевыми комплексами в пределах сланцевого обрамления.

В 2004 г. А. П. Прямоносным, А. Е. Степановым [177] в рамках договора с ОАО «ЯГК» был представлен информационный отчет о поисковых работах в пределах черносланцевой толщи Яршор-Лаптаеганской зоны с целью выявления месторождений золото-платиновых руд. В связи с значительным объемом проведенных работ, перспективы района на золото-платиновый тип оруденения остались невыясненными.

В 2005 г. И. З. Галиуллин, И. Г. Перминов и др. провели специализированные геохимические поиски на благородные и редкие металлы в пределах Западно-Харбейской площади. В результате исследований подтверждена вероятность выявления объектов золото-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого типа в терригенных сланцевых толщах Харбейской и Западнхарбейской рудоносных зон. Оконтурена Собь-Харбейская перспективная площадь в ранге рудного района для постановки ППР масштаба 1 : 50 000. Оценены прогнозные ресурсы золота категории Р₃. Выделено 12 участков, перспективных на выявление золоторудных месторождений.

В 2004–2008 гг. Т. Н. Кривко и др. [147] выполнены поисковые работы на золото и платиноиды в пределах Яршор-Лаптаеганской зоны с комплексом геофизических, геохимических и горно-буровых работ. Приведены новые данные по геологической позиции и строению Яршор-Лаптаеганской зоны и пункта минерализации «Реальгаровый». Рассмотрены закономерности распределения и типы золото-платинового оруденения.

В 2002–2004 гг. Г. Х. Буляковым проведены поисково-оценочные работы в бассейне р. Обь с целью выявления россыпей и россыпных проявлений золота. По результатам исследований в регионе впервые установлены прибрежно-морские россыпи зоны палеобенча. В пределах современной долины руч. Новогодний в отложениях казанцевского горизонта оконтурена непромышленная прибрежно-морская россыпь золота.

В 2002–2005 гг. А. Н. Бординов и др. (ОАО «Ямальская горная компания») выполнили поисковые работы на золото в пределах Новогодненской перспективной площади [112]. По результатам работ выделены участки, перспективные на выявление золоторудной минерализации золото-сульфидно-магнетитового скарнового, золото-сульфидно-кварцевого воронцовского типов; на северном фланге рудного поля предполагается наличие «перемещенных» зрелых золотоносных кор выветривания в установленных карстовых депрессиях. Даны рекомендации по направлению геологоразведочных работ.

В 2003–2007 гг. И. И. Поповым и Б. В. Печенкиным и др. [167] проведены прогнозно-поисковые работы на хромовые руды в южной части ультраосновного массива Сыум-Кеу. Целевым назначением исследований являлось проведение комплекса геолого-геофизических работ и выделение рудных полей и перспективных участков для проведения дальнейших

поисков на хромиты в пределах перспективной площади. Общие ресурсы P_3 по Харчерузскому рудному полю составили 19 000 тыс. т.

В 2001–2009 гг. В. А. Лючкиным и др. (ОАО «Ямалзолото») [52, 53, 54] на месторождении Новогоднее-Монто выполнен подсчет запасов золото-магнетитовых руд, строительного камня и золото-сульфидно-кварцевых руд, утвержденный ТКЗ «Уралнедра» 28 марта 2007 г. (протокол заседания ТКЗ при Уралнедра №35 от 19 марта 2007 г.). По месторождению Петропавловское по данным оценки разработаны ТЭС для оперативного подсчета запасов. Запасы определены в количестве более 20 т при среднем содержании золота 1,46 г/т в контуре открытой разработки до глубины 360 м. В 2009 г. закончена разведка месторождения.

Тематические исследования. Параллельно со съёмочными работами проводились и до настоящего времени ведутся тематические работы сотрудниками специализированных институтов и подразделений МГ СССР и МПР Российской Федерации – Зеленогорской экспедиции (Н. Л. Лучинин [152], В. А. Верховцев [10]); Полярноуральской экспедиции (А. Я. Ильюшенков [138], Т. Ф. Королёва, В. А. Лычаков [153], В. С. Ивановский и др.); научно-исследовательских институтов – ВСЕГЕИ (Н. Л. Добрецов [23, 24, 25, 73, 84], А. П. Казак [22, 42, 73], О. А. Кондиайн [15], А. М. Марейчев, А. Н. Мельгунов [22, 66, 155], Л. И. Гурская [74]); ЗапСибНИГНИ (Л. Л. Подсосова [75, 88, 165], В. Г. Криночкин, В. А. Пономарев [165] и др.); ИГГ УрО РАН (А. А. Ефимов [37], Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев [103], И. В. Семенов [81], В. Р. Шмелёв [100], И. Д. Знаменский); ИГ КомиНЦ РАН (В. Н. Охотников [45, 67, 68, 69, 161, 162], Т. А. Фомиченко [69, 193], Е. И. Бевз [7, 69], В. А. Дедеев, Л. В. Махлаев, В. И. Силаев, Д. Н. Ремизов [79, 80]); СГИ-УГГУ (В. А. Душин [10, 26–33, 64, 83, 94, 125, 127–133, 138, 181], О. Н. Грязнов [35, 125, 126], Г. А. Кейльман [16], В. В. Бутин [8, 115], Ю. С. Кощев, Г. А. Гревцов, А. Б. Макаров [125], О. П. Сердюкова [128–133, 138, 181] и др.); ГИН РАН (С. А. Куренков, Е. В. Хаин [64, 92], Г. Н. Савельева, В. А. Аристов, С. В. Руженцев и др.); ОАО СибНАЦ (Л. Я. Островский, А. Н. Шадрин, В. Н. Пенчук); ЦНИГРИ (А. Г. Волчков и др.); ВИМС (Ю. В. Кустов, Е. В. Зублюк и др.) и многими другими.

За последние три десятилетия вышеперечисленными исследователями уточнена современная стратиграфическая схема региона, изучены его магматизм, тектоника, геодинамика и металлогения. Получены данные, обосновывающие потенциальную привлекательность территории на многие виды рудных и нерудных полезных ископаемых – черные, цветные, благородные, редкие и радиоактивные металлы, ювелирное и поделочное сырьё, цеолиты и т. д.

В 1958–1960 гг. П. С. Прямоносовым [178] выполнено обобщение и систематизация информации по месторождениям и проявлениям полезных ископаемых Полярного Урала, составлена Регистрационная карта масштаба 1 : 500 000.

В 1966–1970 гг. Л. Л. Подсосовой и др. [165] составлен комплект карт и схем на территорию Харбейского антиклинория: геологическая, металлогеническая, структурно-тектоническая. Разработана стратиграфия Хадата-

Собского района. Интрузивные породы расчленены на три возрастные группы. Проведено тектоническое районирование территории. Выделено 35 перспективных участка для проведения поисковых работ на черные, цветные и редкие металлы. Остались нерешенными вопросы, требующие специальных дополнительных исследований: отсутствие абсолютных датировок, выделенных стратиграфических подразделений; разделение харбейской серии на три свиты и их стратиграфическую последовательность; пространственное и петрологическое разделение гранитоидов байкальского и герцинского этапов развития.

В 1973 г. С. Г. Караченцев и др. оценили перспективы промышленной вольфрамоносности Приполярного и Полярного Урала. Выделено пять поперечных рудогенерирующих структур на Полярном и Приполярном Урале, в пределах которых локализуется основное количество вольфрамопроявлений, в том числе Харбей-Лонгот-Юганская (Орлиное и Харбейское проявления). Проявления отнесены к трем рудно-минеральным вольфрамосодержащим формациям. Даны рекомендации по перспективным площадям.

В 1983 г. М. Я. Попов, В. П. Куклев, В. Ф. Петров и др. [166] изучали закономерности размещения твердых полезных ископаемых и оценили их перспективность с подсчетом прогнозных ресурсов Севера Урала, дали рекомендации по направлению поисков и разведки.

В 1973–1983 гг. Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев [103] занимались изучением гранитоидного магматизма и вулканогенно-осадочных образований Малого Урала. Впервые на данной территории был выделен островодужный вулканоплутонический пояс и разработана схема вулканизма и магматизма Войкарской СФЗ. 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 1986 г. С. К. Калинин, Л. Л. Подсосова провели спектрографическое изучение рения в рудах и минералах медно-молибденовых и полиметаллических месторождений.

В 1989 г. В. А. Душин, В. Г. Рудский и др. [127] исследовали геологические условия образования и закономерности размещения медно-молибденового оруденения Полярного Урала. Впервые для Полярного Урала составлен ряд разномасштабных геологических и метасоматических карт. Выделены две рудные формации: молибден-медно-порфировая (лекын-тальбейский рудотип) и вольфрам-молибденовая грейзеновая (харбейский рудотип). Разработан оптимальный прогнозно-поисковый комплекс. На основе усовершенствованной методики количественного прогнозирования осуществлена прогнозная оценка Полярноуральского мегантиклинория на медно-порфировое оруденение.

В 1991 г. В. А. Лычаков, Т. Ф. Королёва [153] представили результаты наиболее полной комплексной геолого-экономической оценки минерально-ресурсного потенциала Полярного Урала. В результате обобщения геологической информации составлены Схематические геологические карты масштаба 1:200 000, на основе которых проведено районирование территории Полярного Урала, составлена Структурно-формационная схема

масштаба 1 : 500 000 и Карта геологических формаций Полярного Урала с элементами металлогении масштаба 1 : 200 000.

За 1988–1994 гг. А. Я. Ильющенков, В. Е. Чупруков, В. А. Душин и др. [138] выполнили оценку геологических условий локализации стратиформного медно-полиметаллического оруденения в вулканогенно-осадочных комплексах доордовика в северной части Полярного Урала.

В 1990–1994 гг. В. Г. Криночкиным, В. А. Пономаревым, Л. Я. Островским проведены работы по оценке марганцевоносности геологических формаций восточного склона Полярного Урала и выявлению закономерностей размещения и формирования фосфоритов на основе прогнозно-металлогенического анализа.

В 1993–2002 гг. В. С. Ивановским, В. И. Силаевым проведены работы по изучению условий локализации благородных металлов (золото, платина) в медно-сульфидных зонах северной части Войкарского синклинория. По результатам выполненных работ сульфидно-медно-кобальтовая минерализация выделена в самостоятельный «пятереченский» тип.

В 1997 г. Л. И. Гурская (ВСЕГЕИ) дала оценку платиноносности различных породных комплексов Полярного Урала, в том числе черных сланцев и гипербазитов.

В 1998 г. В. А. Душин и др. составили отчет по теме «Геодинамика и минерагения цветного камня Севера Урала». Изучаемая территория охватывает горную часть Полярного Урала. В 1999 г. В. А. Душиным и др. представлен отчет по прогнозно-поисковым работам на камнесамоцветное сырье на Полярном Урале. В работе дана прогнозная оценка горной части Полярного Урала (в границах ЯНАО) на камнесамоцветное сырье, включая ювелирное, ювелирно-поделочное, поделочное, декоративно-облицовочное и коллекционное [94].

В 1999 г. В. А. Душин, В. Р. Остроумов, А. А. Малюгин, В. В. Бутин и др. представили результаты анализа и обобщения геолого-геофизических материалов по алмазносности ультрабазитовых и метаморфических комплексов Полярного Урала.

В 1997–1999 гг. коллективом авторов в составе М. А. Шишкина, В. Г. Криночкина, Т. А. Афанасьевой и др. составлена Легенда Полярно-уральской серии листов Госгеолкарты-200 [200]. В основу ее положен принцип выделения местных и вспомогательных картируемых литостратиграфических подразделений.

В 2000 г. В. А. Душин и др. [128] завершили оценку металлоносных кор выветривания Полярного Урала в масштабе 1 : 500 000, обосновав целесообразность постановки поисковых работ на связанные с ними комплексные месторождения: золота, серебра, платиноидов, редких и радиоактивных элементов. Доказано наличие и специфика проявлений мезозойского магматического этапа и дана его петро-геохимическая характеристика.

В 2001–2003 гг. В. А. Душин и др. [130] выполнили шлихоминералогическое изучение горной части ЯНАО с целью оценки перспектив и условий локализации благороднометалльной (золото, платиноиды) минерализации гипогенно-гипергенного типа.

В 1998–2001 гг. А. Г. Волчковым [117] выполнен анализ состояния минерально-сырьевой базы золота и проведена рудно-формационная типизация золоторудных проявлений Полярного Урала; составлена Прогнозно-металлогеническая карта коренной золотоносности ЯНАО масштаба 1 : 500 000, выделены основные металлогенические зоны, перспективные на золоторудные месторождения различных формационных типов. Обоснована перспективность разновозрастных углеродисто-терригенных комплексов Полярного Урала на выявление месторождений золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций, а также на разнотипное платиносодержащее комплексное оруденение. Для выделенных перспективных площадей оценен металлогенический потенциал и прогнозные ресурсы золота категорий P_3 , P_2 и P_1 . Разработаны рекомендации по проведению геологоразведочных работ.

В 2001–2002 гг. А. Г. Волчковым проведены тематические исследования по комплексному изучению закономерностей размещения и условий локализации золотого оруденения в коренных породах уч. Лонгот-Юганский. На месторождении Новогоднее–Монто выявлены локальные факторы структурного контроля золотой минерализации, с учетом которых северо-восточная часть рудного поля месторождения признана наиболее перспективной на выявление новых золото-сульфидных зон воронцовского типа.

В 2001–2003 гг. коллективом сотрудников ОАО СибНАЦ, ГДП ЮжСибРИКЦ и ФГУП СНИИГГиМС (отв. исп. А. Н. Шадрин) выполнена работа по созданию пакетов геолого-геофизической информации по геолого-экономическим районам Полярного Урала с прогнозом и рекомендациями по проведению ГРП на ведущие полезные ископаемые. Целевое назначение работ заключалось в сборе геологической информации, переводе ее в цифровую форму и осуществлению на ее основе прогноза минерально-сырьевого потенциала Райизско-Харбейского ГЭР (второй этап) с последующими рекомендациями на проведение основных геологоразведочных работ.

В 1983–2004 гг. изучением гранитоидов и вулканитов Войкарско-Щучьинской мегазоны занимался Д. Н. Ремизов [79, 80]. Он показал полное генетическое родство и непрерывность в формировании островодужного вулcano-плутонического пояса и дал сравнительное описание магматизма Войкарского и Щучьинского районов Полярного Урала.

В 2006–2008 гг. под руководством А. Н. Мельгунова (ВСЕГЕИ) [155] коллективом авторов на основе анализа всех предшествующих материалов было проведено крупное геолого-минерагеническое обобщение и составлен комплект карт масштаба 1 : 500 000: геологическая, полезных ископаемых, четвертичных отложений, магнитного поля, гравитационных аномалий, прогнозно-минерагеническая и др. Выполнены изотопно-геохронологические исследования по гранитоидам и метаморфическим комплексам Приполярного и Полярного Урала. Результаты исследований были учтены при оценке прогнозных ресурсов при составлении данной записки.

В 2009 гг. М. А. Шишкиным и др. завершена работа по актуализации Легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание 2-е) [201]. Учтены новые данные по стратиграфии и возрасту интрузивных

образований, полученные при составлении и подготовке к изданию Госгеолкарты-200/2 Полярно-Уральской серии листов, Госгеолкарты-1000/3, актуализации Легенды Уральской серии листов ГК-1000/3, что обеспечило геологическую совместимость двух основных государственных масштабов. Впервые составлен минерагенический блок, учитывающий современные представления о минерагеническом районировании территории Полярно-Уральской серии.

Геохимическая изученность. С началом производства полистных геологических съемок масштаба 1:50 000 комплекс геохимических исследований становится неотъемлемой их частью.

В пределах территории за период 1966–1995 гг. проведено около 20 основных геохимических исследований (площадное опробование коренных пород и рыхлых образований), сопровождавших геологосъемочные, поисковые, геофизические и прочие виды работ. В результате появились первые сравнительные характеристики основных разновидностей пород различных вещественных комплексов, а на картах полезных ископаемых – первые моноэлементные аномалии. В дальнейшем, при производстве геологического доизучения масштаба 1:50 000 площадное литохимическое опробование проводится как самостоятельный опережающий вид работ, имеющий поисковую направленность.

В 1984 г. А. И. Рубцовым, В. В. Сорокотягиной [180] в рамках специализированных работ систематизированы и разбракованы материалы геохимических поисков, сопровождающих геологосъемочные работы масштаба 1:50 000–1:200 000. Составлены Сводные геохимические карты масштаба 1:500 000 для Полярного и Приполярного Урала. Составлен кадастр наиболее перспективных аномалий, сгруппированных в аномальные поля, и дан прогноз на 13 типов оруденения (полиметаллическое, медное и др.). Для южной части Харбейского антиклинория рекомендованы геохимические поиски масштаба 1:50 000 для выявления вторичных ореолов полиметаллов и редких земель.

В 1989–1993 гг. Я. Д. Пысиным [179] в составе работ по геологическому доизучению Сось-Ханмейской площади проведены литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния. Выделен ряд комплексных аномальных полей, проведено их ранжирование по степени перспективности и очередности заверки.

В 1991–1995 гг. И. З. Галиуллиным [120] при производстве опережающих геохимических работ масштаба 1:50 000 на Харбейской площади выделено восемь аномальных полей, рассчитаны их количественные характеристики и составлен кадастр. Работы не завершены.

В 2006–2009 гг. в рамках программы «Урал промышленный – Урал Полярный» под руководством А. А. Кременецкого (ИМГРЭ) выполнены работы по созданию геохимических основ и прогнозной геолого-геохимической оценке ресурсного потенциала территории Приполярного и Полярного Урала (ЯНАО, ХМАО, Свердловская область) [145].

Геофизическая изученность. Гравиметрические работы. Средне-масштабной кондиционной гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000 площадь листа покрыта полностью. Основной объем работ выполнен в конце 1960-х–начале 1980-х годов под руководством М. Т. Гурьева (1967 г.),

И. И. Верника (1969 г.), М. И. Хинича (1972 г.). Составлены схемы районирования гравитационного поля, с учетом которых построены схематические геолого-структурные карты территории. На основе полученных данных выделены аномальные поля и зоны. Составлены Гравиметрические карты в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 и 2,67 г/см³ масштаба 1 : 200 000 с сечением изоаномал 2 мГал. Проведены работы по изучению физических свойств горных пород.

В 1973 г. в центральной части Полярного Урала проведены геофизические работы Нодэ-Яхинской геофизической партией под руководством Ю. Ф. Курячего [149]. Осуществлена гравиметрическая съемка в масштабе 1 : 50 000 по сети 1000×250 м, профильная магниторазведка с шагом 50 м и литогеохимическое опробование по сети 500×100 м. Выполнена качественная, по отдельным профилям количественная интерпретация данных. Составлена структурно-тектоническая схема по геофизическим данным. Выявлен ряд пликативных и дизъюнктивных структур. Уточнены контуры интрузивных тел и выделены не выходящие на поверхность интрузии основного и кислого составов.

В 1978 г. М. А. Бодульков, Д. А. Минин [111] представили отчет о результатах работ, выполненных Масловской геофизической партией на Полярном Урале в 1975–1977 гг. Работы проводились в зоне сочленения Харбейского антиклинория и Щучьинского синклинория. На основе полученных данных составлены схемы районирования физических полей и геологического строения района, геолого-геофизические разрезы. Построены Карты гравитационного поля в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,30 и 2,67 г/см³ и сечением 0,5 мГал масштаба 1 : 50 000, создана геофизическая основа для геологического картирования, выделены перспективные участки на поиски полезных ископаемых. Результаты работ соответствуют современным требованиям.

В 1979–1980 гг. В. Н. Тимушевой, М. Н. Герасименко [190] представлен отчет о результатах работ, проведенных Обской и Полуйской геофизическими партиями на территории Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области. По результатам исследований уточнено геологическое строение крупных структур фундамента I порядка, в которых предполагается наличие локальных поднятий поверхности. Составлены гравиметрические карты в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 и 2,67 г/см³. Выполнена подготовка материалов к изданию Государственной гравиметровой карты СССР масштаба 1 : 200 000.

В 1988 г. В. А. Ершов, Г. В. Гурский [135] представили отчет о результатах опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000 на Собь-Ханмейской площади. Комплексные геофизические работы проводились с целью подготовки геофизической основы для геологической съемки масштаба 1 : 50 000, изучения глубинного геологического строения района. Выполнены площадные гравиметрические и магниторазведочные работы. Закартированы метаморфические комплексы Харбейского антиклинория, комплексы офиолитовой и вулcano-плутонической ассоциаций Войкарского синклинория. Выделено четыре участка, перспективных на железные руды. Подсчитаны прогнозные ресурсы по категории Р₃ до глубины 500 м. Намечены основные критерии и признаки для прогноза месторождений полезных ископаемых.

Наибольший интерес представляют зоны сульфидной минерализации, в которых за пределами площади выявлены проявления меди.

В 1992 г. В. А. Ершовым, А. И. Мироновым [136] выполнены опережающие геофизические работы масштаба 1 : 50 000 в пределах южной части Харбейской площади в междуречье Сось–Харбей с целью подготовки геофизической основы для геологической съемки масштаба 1 : 50 000, изучения глубинного строения района, прогнозной оценки полезных ископаемых. На основе результатов исследований построены Гравиметрические карты в редукции Буге (сигма = 2,67 г/см³, 2,30 г/см³) масштаба 1 : 50 000, карта остаточных аномалий с радиусом осреднения равным 1 км.

Аэромагнитометрия. Аэромагнитосъемкой покрыта практически вся территория листа, имеются данные крупномасштабных (1 : 50 000 и крупнее) высокоточных магнитных съемок.

Т. С. Фурсов, А. А. Латыпов в 1958 г. [194] представили отчет о результатах геофизических исследований масштаба 1 : 50 000 на восточном склоне Полярного Урала. Основной задачей работ явилось выявление и разбраковка магнитных аномалий, перспективных на обнаружение железорудных месторождений контактово-метасоматического типа. Выявлены девять аномальных зон, на которых рекомендовано проведение заверочных работ. Точность съемки не соответствует требованиям нормативных документов.

В 1971 г. А. А. Швидак, А. П. Перфилова и др. [199] проводили аэромагнитную съемку масштаба 1 : 25 000. По результатам работ впервые создана геологическая схема сочленения Лонгот-Юганского поднятия и южного обрамления Щучьинского синклинория. В структурах обрамления Щучьинского синклинория выделено пять магнитных аномалий, предположительно связанных с рудопоявлениями железа контактово-метасоматического и позднемагматического генезисов. В пределах Лонгот-Юганской структуры выделено два аномальных участка, перспективных на поиски молибдена.

В 1972 г. Д. Г. Осолодков, Г. Н. Бибилова, А. А. Швидак [160] провели обобщение и анализ материалов крупномасштабных аэромагнитных съемок, выполненных за период с 1964 по 1971 гг. Составлена сводная карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000. По результатам количественных расчетов показана возможность нового истолкования глубинного строения района. Оценена информационность гравиметрических и магнитных данных для выделения площадей, перспективных на поиски хромитов, железа, полиметаллических, медноколчеданных и медно-никелевых руд. Установлены общие закономерности размещения хромитового оруденения, пространственно совпадающего с зонами аномального магнитного поля в пределах массивов ультраосновных пород.

В 1978–1981 гг. А. А. Швидак, Е. А. Подбелова, В. Т. Шиловская провели обобщение и анализ материалов аэрогеофизических съемок и наземных геофизических работ на территории севера Полярного Урала. По результатам работ на территории севера Полярного Урала составлены Карты магнитного поля в изолиниях ΔT и магнитных пород, Схемы районирования магнитного поля и поля силы тяжести, Схематическая структурно-формационная карта в масштабе 1 : 200 000. Выделены площади различной перспективности на поиски месторождений минерального сырья.

С начала 1970-х годов с целью создания геофизической основы для геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 в районе проводилась крупномасштабная аэромагниторазведка в комплексе с 4-канальной гамма-спектрометрической съемкой (каналы урана, тория, калия и общий канал). Объем и точность информации, получаемой в ходе таких работ, значительно увеличились, что связано и с появлением приборов нового поколения. Комплексная геофизическая аэросъемка проведена на ограниченной части площади.

В 1998–2001 гг. Л. К. Мельниковой и др. [156] проведена комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 50 000 с целью выделения перспективных золоторудных полей на восточном склоне Полярного Урала от р. Собь до р. Щучья. Выполнен комплекс аэрогеофизических (магнитометрия, гаммаспектрометрия), наземных геолого-геофизических работ, по результатам которых составлен комплект карт: исходного магнитного поля, остаточных аномалий магнитного поля, содержания урана, тория, калия-40. На основе комплексного анализа выделено четыре участка, перспективных на выявление золотого оруденения.

В 2006–2009 гг. В. А. Малкиным и др. (ЗАО ГНП «Аэрогеофизика») в рамках программы «Урал промышленный – Урал Полярный» были проведены комплексные аэрогеофизические работы с выдачей специализированных карт масштаба 1 : 500 000 по урану, торию, калию и ΔT Полярного, Приполярного и Северного Урала [154].

Сейсморазведка. В 2006–2008 гг. А. В. Рыбалко, В. А. Душиным и др. [181] выполнены работы по Полярно-Уральскому трансекту, проходящему по юго-западной части площади листа Q-42-VII. Профиль отработан комплексом геофизических методов и пересекает все важнейшие структуры Полярного Урала. До глубин 70–100 км в масштабах 1 : 200 000–1 : 1 000 000 построена современная геолого-геофизическая модель Полярного Урала, которая включает глубинную сейсмическую и геоэлектрическую модели, комплексную геолого-геофизическую и геодинамическую модели, построенные с учетом новых полученных данных и материалов предшественников. Разработаны глубинные прогнозно-поисковые критерии для выделения новых геологических структур, перспективных на различные виды рудного минерального сырья. Проведено сопоставление глубинного строения земной коры Полярного, Среднего и Южного Урала. Уточнены прогнозные ресурсы руд Fe, V, Ti, Cu, Zn, Mo, W, Au в 50-километровой полосе трансекта.

Радиометрическая съемка. Аэрорадиометрическая съемка с наземным сопровождением выполнена в масштабе 1 : 50 000, 1 : 25 000 и 1 : 10 000 силами специализированных подразделений. Наземные радиометрические наблюдения попутно с геологическими маршрутами проводились на всей территории геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 и соответствуют по частоте наблюдений масштабам 1 : 25 000–1 : 50 000. В результате проведено изучение гамма-активности горных пород, а также заверены и разбракованы ранее выявленные радиоактивные аномалии.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа Q-42-VII, VIII принимают участие протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Стратиграфическое расчленение всех отложений произведено в соответствии с Легендой Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200/2 [200, 201]; по результатам ГДП-200 в нее внесен ряд изменений и дополнений [133].

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

На территории листов установлены нижнепротерозойские, средне-позднерифейские и вендские образования, развитые в северо-западной и центральной частях площади. Они принадлежат к Харбейско-Марункеуской структурно-формационной зоне (СФЗ), входящей в Центральноуральскую мегазону (СФМЗ) байкалид.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Нижнепротерозойские образования Харбейской подзоны, занимающие около 40% территории и слагающие фундамент района, представлены отложениями харбейского полиметаморфического комплекса.

Метаморфические породы комплекса были впервые выделены и расчленены на свиты В. Я. Устиновым и А. В. Цымбалюком в 1951–1953 гг. при геологической съемке масштаба 1:200 000. Наименование «харбейский гнейсово-амфиболитовый комплекс» было дано в 1958 г. [197]. Первоначально в составе комплекса были выделены три свиты – лаптаюганская, ханмейхойская и париквасьшорская. В настоящее время, кроме перечисленных свит, в объем комплекса включена марункеуская свита (Стратиграфические схемы..., 1993). Относительно возраста метаморфических пород комплекса нет единой точки зрения. По В. Н. Охотникову [162], только гнейсы париквасьшорской свиты являются протерозойскими, а весь остальной разрез – продукт метаморфизма осадочно-вулканогенных отложений палеозойской няровейской свиты. Авторы полистных геологических съемок 1960-х годов датировали комплекс нижним палеозоем [118, 202]. Ряд исследователей формирование метаморфических пород относили

к среднему и даже позднему палеозою. Основанием для таких заключений явились главным образом результаты определений абсолютного возраста пород. Возраст харбейского комплекса принят раннепротерозойским в соответствии со «Стратиграфическими схемами...», 1993» и «Легендой Полярно-Уральской серии листов...» [200, 201]. Он основан на датировках (1700, 1540 млн лет), полученных по цирконам из эклогитов термоизохронным свинцовым методом (Pb^{207}/Pb^{206}) А. А. Суминым в лаборатории ВИМС, а также данных А. А. Краснобаева [46] – 2200, 1730 млн лет Pb-Pb (ТИЭ) и Ю. И. Пыстиной – 2071, 1896, 1765 млн лет Pb-Pb (ТИЭ) и U-Pb (циркон) [78].

Харбейский комплекс по своему составу, возрасту, стратиграфическому положению хорошо коррелируется с нижнепротерозойскими гнейсово-амфиболитовыми образованиями неркаюского метаморфического комплекса на севере Приполярного Урала и включает марункеускую (только на разрезе), ханмейхойскую, лаптаюганскую и париквасьшорскую свиты [133].

Марункеуская свита (PR_1mr) первоначально выделялась как нижняя толща ханмейхойской свиты [95]. Под наименованием марункеуской свиты введена в объем харбейского комплекса IV Уральским стратиграфическим совещанием по предложению А. В. Цымбалюка. Отложения свиты установлены севернее исследуемой территории в пределах хр. Марун-Кей (лист Q-42-I, II). На данной территории они показаны только на геологическом разрезе. Нижняя граница не известна. Соотношения с ханмейхойской свитой тектонические [20].

Нижняя часть свиты характеризуется преимущественным развитием в ее составе эклогитов и, в меньшей мере, амфиболитов и гнейсов. Верхняя часть разреза представлена перемежающимися пачками равномернозернистых очковых крупноочковых амфиболитов, иногда с гранатом, биотитом и плагиогнейсов биотитовых, роговообманково-биотитовых, редко двуслюдяных гранатсодержащих, иногда отмечаются скрины альмандиновых эклогитов. Эклогиты и эклогитизированные породы встречаются также в виде оторочек в зоне эндоконтакта габбро и гипербазитов [20]. Фация метаморфизма – амфиболитовая и гранулитовая высоких давлений [8].

По химизму эклогиты и амфиболиты отвечают составам толеитовых и частично известково-щелочных базальтов, близким к континентальным внутриплитным базальтам, формировавшимся в условиях утоненной коры. Мощность свиты – до 1000 м.

Ханмейхойская свита (PR_1hn) была выделена впервые А. В. Цымбалюком [195] с названием по хр. Ханмей-Хой, где она обнажается в береговых выходах безымянных притоков р. Малый Ханмей. Отложения свиты являются наиболее распространенными в районе. Они выступают в ядре Харбейского антиклинория в виде слабо вытянутой в северо-западном направлении полосы протяженностью около 70 км при ширине 40–60 км в пределах водоразделов рек Ханмей, Харбей, Лонготеган. Породы свиты вместе с другими образованиями харбейского комплекса дислоцированы в брахиформные складки северо-западного простирания, осложненные дизъюнктивными нарушениями.

Нижняя граница свиты в пределах листов не установлена. Верхняя граница фиксируется по подошве амфиболит-гнейсово-кварцитовый пачки вышележащей лаптаюганской свиты, но чаще соотношения тектонические. Контакт свит, как правило, немного подорван, что зафиксировано в отдельных обнажениях, например, в карьере на 41-м км трассы Обская–Бованенково и в разрезах по руч. Костальбей.

Нижние горизонты гнейсово-амфиболитового разреза свиты обнажаются в наиболее эродированных участках, к которым относятся центральные части Евъеганской и Лаптаюганской купольных структур в бассейнах рек Евъеган, Малый Ханмей, истоках р. Лаптаеган, а также клинья и пластины амфиболитов гранатовых в районе устья руч. Хабинсовошор, левобережья р. Большой Харбей и в районе осевой части хр. Ханмей-Хой. По составу эта пачка довольно однообразна и на 70–80% состоит из амфиболитов, чаще всего очковых, роговообманковых, гранатовых. Проявление процессов интенсивной метасоматической гранитизации, региональное развитие которой приурочено к купольным брахиантиклинальным структурам, привело к возникновению большого количества разнообразных плаггиогнейсов, образовавшихся по этим амфиболитам. Однако первичный состав гранитизированного субстрата обычно устанавливается достаточно определенно, что позволяет проводить стратиграфическую корреляцию пород гранитизированных участков и их положение в общем разрезе гнейсо-амфиболитового комплекса.

К участкам со слабым проявлением процессов гранитизации следует отнести район северной половины хр. Ханмей-Хой, от устья р. Бадьяёган на юг до истоков р. Евъеган (за границей площади), где можно проследить типичный разрез нижней части свиты. Собственно водораздельная часть хребта характеризуется почти сплошным развитием очковых и мелкоочковых амфиболитов, среди которых встречаются гранатовые и цоизитовые разности. Реже встречаются мелкозернистые мезократовые полевошпатовые амфиболиты. Обычно породы обладают отчетливой гнейсовидной текстурой, но нередко встречаются и массивные разности с неориентированным расположением призматических кристаллов амфибола. Изредка среди амфиболитов встречаются согласные прослои плаггиогнейсов среднезернистых амфиболовых. Редкие замеры элементов залегания указывают на восточное падение гнейсоватости амфиболитов под углом 60° – 70° .

На восток (вниз по склону хр. Ханмей-Хой до р. Малый Ханмей) в составе нижней подсвиты, представленной здесь более высокими стратиграфическими горизонтами, наблюдается увеличение в разрезе количества амфиболитов равномернозернистых полевошпатовых, мезократовых и лейкократовых олигоклаз-роговообманковых, плаггиогнейсов амфиболовых и биотитовых. Падение пород сохраняется восточное, но более пологое, под углом 40° – 50° . Еще восточнее, по левобережью р. Малый Ханмей, в ее верховьях, устанавливается постепенный переход к верхним частям разреза ханмейхойской свиты.

По долине р. Большой Харбей отложения нижней толщи образуют полосу шириной 2–4 км, протягивающуюся на юго-восток от устья р. Бадьяёган до устья руч. Возойшор. Вкост простирания полосы по правобережью

р. Большой Харбей в юго-западном направлении фиксируется также постепенная смена очковых амфиболитов (вверх по разрезу нижней подсвиты) на равномернозернистые полевошпатовые амфиболиты, увеличение объема плагиогнейсов и переход к верхним «горизонтам» ханмейхойской свиты.

Значительное развитие отложения основания свиты получили в ядрах Лаптаюганской и Евъеганской брахиантиклинальных структур. Для этих участков характерно широкое развитие процессов мигматизации и метасоматической гранитизации амфиболитов, преобразованных в плагиогнейсы амфиболовые и слюдяные и включающих согласные тела микроклиновых гранитов. Между всеми разновидностями пород часто наблюдаются взаимные переходы, контакты нечеткие и согласные со сланцеватостью.

Верхняя часть разреза имеет несколько меньшее распространение в пределах гнейсово-амфиболитового комплекса и слагает крылья Лаптаюганской и Евъеганской брахиантиклинальных структур, где протягивается в виде полос, обрамляющих ядра этих структур. Максимальное распространение породы получили в районе верховьев рек Малый Харбей, Лаптаеган и Лонготъёган. На этих участках устанавливается сравнительно слабое развитие процессов метасоматоза, в то время как в пределах куполов породы интенсивно гранитизированы.

Наиболее полный разрез отложений верхней части свиты, испытавших сравнительно слабое изменение процессами гранитизации, можно наблюдать на участке верховьев р. Малый Харбей и в районе горы Васькеу. Здесь отложения образуют широкую пологую синклинальную структуру, которая фиксируется наличием центриклинальных падений пород с плавным изменением простирания от субмеридионального (в истоках р. Лаптаеган) до юго-восточного, почти широтного, в районе горы Васькеу. Брахиформность синклинальной структуры подчеркивается концентрическим распределением гипабиссальных тел метагаббродолеритов васькеуского комплекса и достаточно четко фиксируется при дешифрировании аэрофотоматериалов. Углы падения пород на крыльях структуры составляют 25–45°, в ядре 10–15°.

Таким образом, обобщенное строение свиты представляет собой некоторое подобие двучленного разреза с залеганием в основании преимущественно амфиболитового, гранат-амфиболитового субстрата, интенсивно гранитизированного и диафторированного в ядрах купольных структур, который сменяется толщей гнейсов амфиболовых, плагиогнейсов, амфиболитов очковых на крыльях и в ядрах брахисинклиналей.

Мощности монопордных толщ измеряются, как правило, десятками метров. Разномасштабная дистанционная основа позволяет по фототону (Landsat ETM+ и др.) достаточно надежно дешифрировать крупные фрагменты купольных структур с трассированием существенно амфиболитовой и гнейсовой частей разреза. В магнитных полях свита характеризуется отрицательными значениями ΔT в интервале минус 100–300 нТл, а в пределах гранито-гнейсовых куполов эти показатели возрастают до минус 500–1000 нТл.

Наиболее характерными петрографическими разновидностями пород свиты являются амфиболиты очковые и равномернозернистые, в том числе гранатовые, гнейсы и плагиогнейсы амфиболовые. Первые обладают

темно-зеленым до черного цвета, мелко- и среднезернистой структурой, очковой, массивной до сланцеватой текстурой. Микроструктура немато- и гранобластовая, реже порфириовидная; размер зерен от 0,5 до 2–4 мм в последних. В метаморфитах преобладает роговая обманка до 70–80%, а плагиоклаз представлен олигоклазом и альбитом, широко распространен гранат альмандин-спессартинового ряда, количество которого в гранатовых зонах достигает 30%. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит – 1–3%, титанит – до 1%, рутил. Из эпигенетических минералов, особенно при наличии регрессивного метаморфизма, – биотит, эпидот, карбонат, хлорит. В зонах дислокационного метаморфизма отмечаются стильпноелан, глаукофан.

Плагиогнейсы амфиболовые – светло-серые до серовато-черного цвета мелкозернистые породы с гнейсовой, грубополосчатой текстурой; микроструктура, в основном нематогранобластовая. Состав (%): олигоклаз – 60–80, амфибол – до 30, альбит – 5–6, кварц – менее 15, гранат; акцессорные минералы – рутил, титанит, магнетит; эпигенетические – эпидот, хлорит, карбонат.

Плагиогнейсы серовато-коричневого, серого и светло-серого цветов, с мелкозернистой структурой и лепидобластовой микроструктурой, текстура гнейсовая. Состав (%): кварц до 25, плагиоклаз (олигоклаз, андезин, альбит) – до 60, мусковит, биотит – до 10–20, гранат; акцессорные минералы – циркон, титанит, магнетит.

Сопоставление химического состава амфиболитов с магматическими породами указывает на значительное сходство последних с базальтоидами известково-щелочного ряда. Очевидно, что идентичность химизма метаморфитов их вероятным магматическим или осадочным аналогам возможна лишь в случае незначительного развития в них метасоматических процессов. По особенностям химизма амфиболиты (метабазаляты) относятся к группе средне-низкотитанистых, отчасти существенно кальциевых пород (прил. 8). На диаграммах Пирса они близки к континентальным толеитам и базальтам MORB (рис. 1). Расчет уравнений дискриминантных функций по В. А. Кутолину [48] показал, что амфиболиты аналогичны траппам древних платформ. По распределению кремнезема породы свиты характеризуются непрерывным распространением от базальтов до андезибазальтов с максимумом в области базальтов (48–52% кремнезема). Плагиогнейсы и гнейсы характеризуются высоким (48–52%) содержанием кремнезема и натровой суммарной щелочностью (рис. 2).

Поведение спектров РЗЭ свиты в общей степени характеризуется слабым отрицательным уклоном ($La/Yb \leq 2,0$), европий ведет себя неоднозначно и отражается в очень слабом максимуме у метабазалятов ($Eu/Eu^* = 1,02$) и минимуме у амфиболовых гнейсов ($Eu/Eu^* = 0,74$). Сумма РЗЭ + Y составляет 100 г/т.

Геохимический спектр характеризуется повышенными содержаниями ($K_k > 1$) Ве, V, As, Mo, Ta, Bi, Sn; надкларковыми – Li, Sb, Th, W и нижекларковыми Ti, Cr, Cu, Ni.

Магнитная восприимчивость амфиболовых гнейсов $22,3 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности $2,75 \text{ г/см}^3$.

Возраст свиты принимается раннепротерозойским согласно «Легенде...», 2009». Наряду со старыми определениями А. А. Краснобаева (1986 г.), 2220, 1730 млн лет (Pb-Pb, ТИЭ), в последнее время получены новые изотопные данные по цирконам из гранат-биотитового гнейса в районе левобережья р. Харбей – 2710 млн лет (U-Pb) [78], подтверждающие геологический возраст и положение свиты в основании дорифейского разреза на площади листа Q-42-VII, VIII. Мощность свиты составляет 1500–2000 м.

Лаптаюганская свита (PR_{1/p}) впервые выделена А. В. Цымбалюком в 1954 г. [195]. Название дано по р. Лаптаеган. Ранее разделялась на две толщи с неустановленными соотношениями. Это была нижняя толща ханмейхойской свиты по А. В. Цымбалюку [95], О. Н. Грязнову, В. А. Душину [125], а Л. Л. Подсопова [75, 165] считала ее надстраивающей разрез ханмейхойской свиты.

Как показали работы по ГДП-200 [133], свита представлена амфиболит-гнейсовым, при существенном преобладании последних, парагенезисом пород, а также редкими горизонтами кварцитов, мраморов и отдельными прослоями гондитов.

Нижняя граница проводится по подошве безгранатовых и амфиболовых гнейсов в пачке ритмично переслаивающихся пара- и ортопород, включая кварциты, но чаще граница тектоническая. Структурная позиция свиты определяется ее положением на крыльях гранитогнейсовых куполов, сложенных ханмейхойской свитой (руч. Возойшор, истоки р. Лаптаеган, руч. Яршор и др.), и в основании – париквасьшорской, где она в виде узкой тектонической пластины обрамляет последнюю. Наибольшее развитие получила в Порцелорском блоке и Нартинской пластине, в среднем течении руч. Костальбей, а также в юго-восточном обрамлении Ханмейхойского блока, участвуя в строении опрокинутого на восток и осложненного взбросо-надвигами Лаптаеганской зоны, крыле Ярейсоимской пластины. В наиболее представительных разрезах по карьере 41-й км и руч. Яршор эта толща сложена достаточно тонким переслаиванием (от первых до десятков сантиметров) гнейсов амфиболовых, амфиболитов и парагнейсов (аз. пад. 270° ∠30°; 295° ∠70°; 305° ∠60°), участвующих в строении отдельных пачек мощностью 1,5–3 м, которые в свою очередь также имеют определенную ритмику с участием кварцитов и мраморов. Горизонты последних нами задокументированы в серии разрезов по руч. Костальбей, где они слагают верхнюю часть свиты, формируя карбонатно-кварцито-гнейсовую толщу мощностью около 200 м, содержащую небольшие прослои амфиболитов. Мощности мраморов не превышают первых десятков метров, а чаще это прослои 0,2–0,5 м. Мраморы светло-серые массивные, до полосчатых, средне- и крупнозернистых. Кварциты среднезернистые полосчатые, часто слюдястые. Среди кварцитов обнаружены прослои гондитов мощностью 10–30 см, состоящие из граната (спессартина) и кварца [133]. Они прослежены в разрезах руч. Костальбей и приустьевой части руч. Тальбейшор. Венчает разрез свиты преимущественно гнейсовая толща с редкими прослоями пара- и ортоамфиболитов мощностью не более 300 м. Характерным явлением в строении лаптаюганской свиты в пределах Порцелорского блока является повсеместное развитие наложенных диафторических

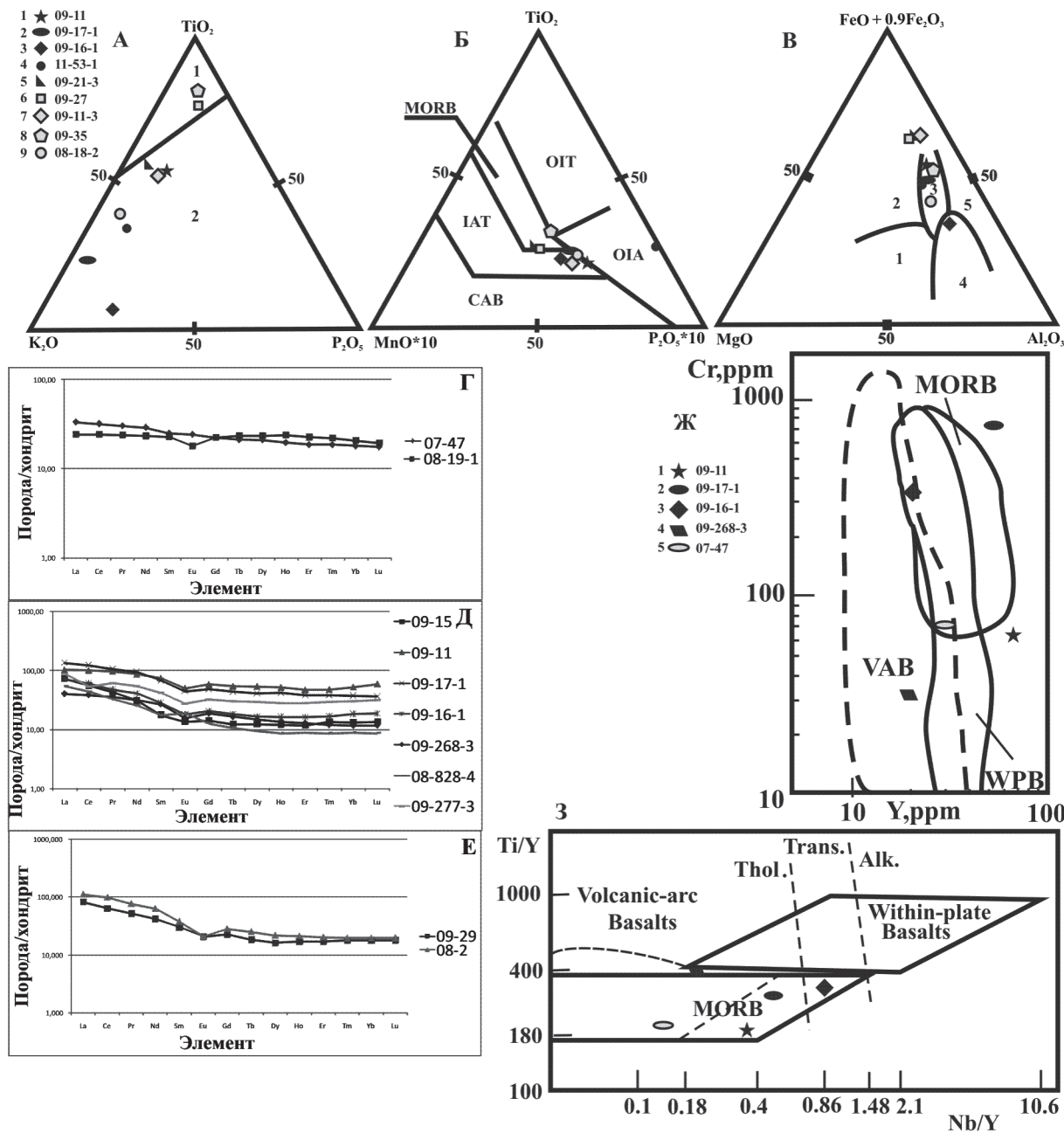


Рис. 1. Петрогеохимическая характеристика протерозойских пород.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: лаптаюганская свита: роговик по амфиболиту (1, 2), амфиболит (3, 4, 5); ханмейхойская свита: амфиболит (6, 7, 8, 9)

Г – Диаграмма распределения РЗЭ в породах ханмейхойской свиты, нормированных к хондриту.

Д – Диаграмма распределения РЗЭ в породах лаптаюганской свиты, нормированных к хондриту.

Е – Диаграмма распределения РЗЭ в породах париквасьшорской свиты, нормированных к хондриту.

Ж – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

З – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: лаптаюганская свита: роговик по амфиболиту (1, 2), амфиболит (3, 4); ханмейхойская свита: метабазацит (5).

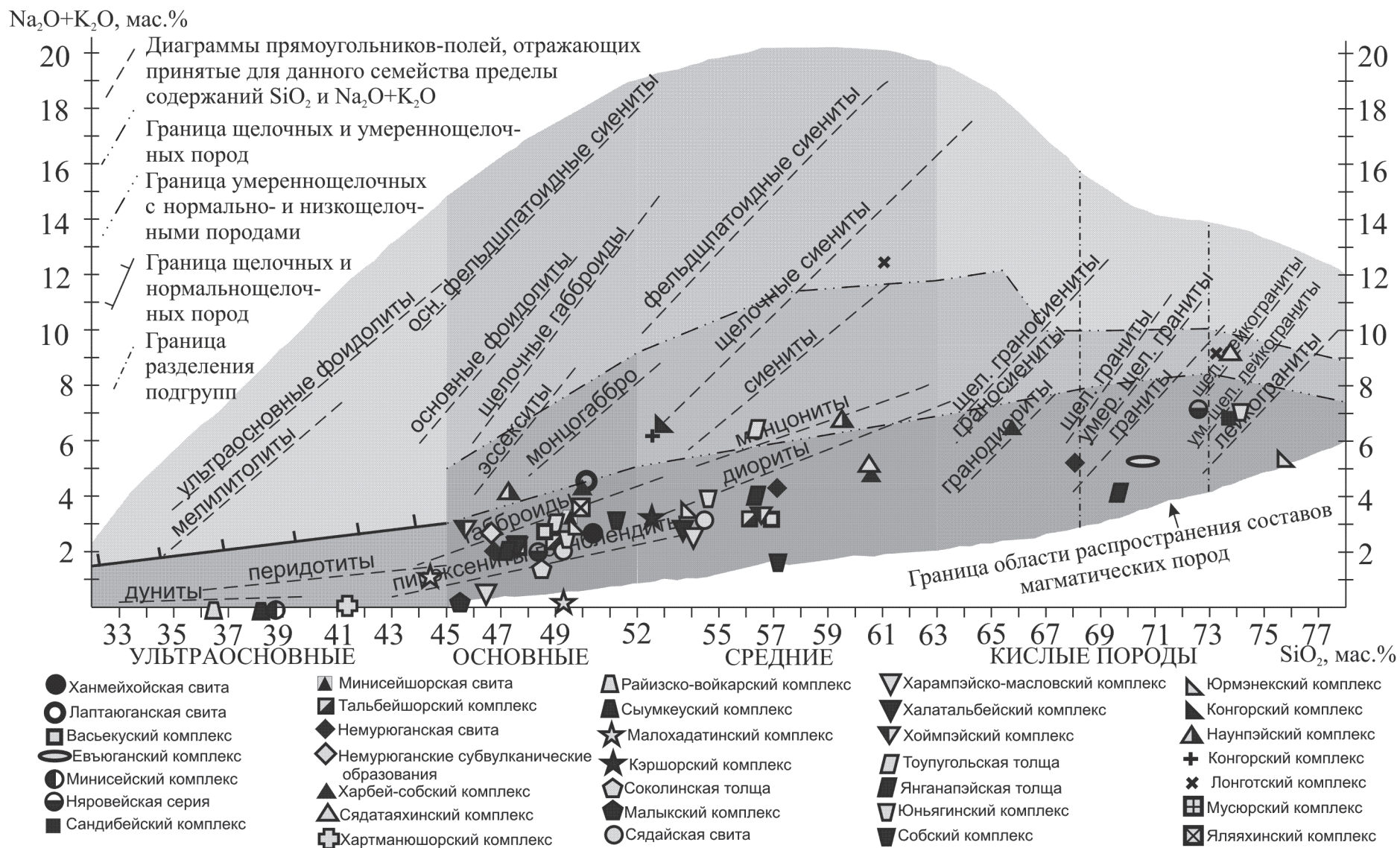


Рис. 2. Классификационная TAS-диаграмма для средних составов стратифицированных и нестратифицированных образований территории листа Q-42-VII, VIII.

парагенезисов, что давало основание, например А. К. Афанасьеву [105], параллелизовать их с няровейскими осадками. Сланцеватость пород лаптаюганской и париквасьшорской свит совпадает с геологическими границами и характеризуется северо-западным простираем в Ханмейхойском блоке. Граница между ними прослеживается по правобережью р. Малый Ханмей, где В. В. Вороновым [118] среди мелкоочковых рассланцованных, часто эпидотизированных и окварцованных альбитовых амфиболитов верхней части лаптаюганской свиты описаны слюдяно-альбитовые гнейсы в виде согласных прослоев. С приближением к границе париквасьшорской свиты количество лейкократовых пород увеличивается, а в париквасьшорской свите они составляют ее большую часть. В целом для района верховьев рек Малый Харбей–Лаптаган гранитизация в породах лаптаюганской свиты проявилась значительно слабее по сравнению с куполами и приурочена к выходам мелких тел микроклиновых гранитоидов.

Верхняя граница свиты сложная и проводится, как правило, по кровле пачки гнейсов, контактирующих с кристаллическими сланцами париквасьшорской свиты, но практически повсеместно она тектоническая, либо мы имеем сорванные контакты с обилием разбужденных кварцевых жил.

В магнитном поле и на АФС свита не имеет своего «лица» и характеризуется отрицательными значениями ΔT минус 200–400 нТл. Однако отчетливо проявляется на геологических разрезах как толща, подстилающая париквасьшорские сланцы и надстраивающая ханмейхойские амфиболиты.

Кварциты – светло-серые мелкозернистые массивные до полосчатых, гранобластовой микроструктуры. Состав (%): кварц – 80–90, биотит, мусковит – до 10, олигоклаз-альбит – 5–10; акцессорные минералы: циркон, титанит, магнетит.

Мраморы – светло-зеленовато-серого цвета мелко- и среднезернистой структуры, массивной до полосчатой текстуры, с гетеро- и гранобластовой микроструктурой. Состав – кальцит размером до 3–4 мм, мелкие вросстки амфибола и рудного минерала (магнетит).

Амфиболиты по петрографическому облику близки к вышеописанным породам ханмейхойской свиты с той лишь разницей, что здесь мы наблюдаем больше биотит-мусковитовых составов. Амфиболиты характеризуются повышенными содержаниями титана (до 2,26%), щелочей, а при наложенной микроклинизации концентрация оксида калия достигает 5,5%, сумма оксидов железа – до 18,37%, пентоксида фосфора – до 0,56%, отвечая в целом субплатформенным составам. При этом количество SiO_2 доходит до 57% (метаандезиты), свидетельствуя об известково-щелочном тренде эволюции (прил. 8). Плагиогнейсы и кварциты близки по химизму, отвечая в целом метаграуваккам (рис. 3). Мраморы характеризуются резкими вариациями кремнезема 1,58–13%, для окварцованных составов – 60%, при содержании оксида кальция – 45,3–53,6% и низкой магнезии – 0,6–2,14%.

Спектры РЗЭ метаморфитов лаптаюганской свиты (рис. 1) характеризуются отрицательной тенденцией, проявленной более интенсивно у кислых разностей ($\text{La/Yb} = 1,98\text{--}5,49$) и в меньшей степени у амфиболитов ($\text{La/Yb} = 0,76\text{--}3,82$); глубина европиевого минимума у обеих разностей достаточно близка ($\text{Eu/Eu}^* = 0,69\text{--}0,86$). Разброс суммы РЗЭ напротив очень

велик: от 87,7 до 218,4 г/т. Средняя магнитная восприимчивость основных разновидностей $63,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности $2,8 \text{ г/см}^3$, кислых – $13,7 \times 10^{-5}$ ед. СИ, плотность $2,6 \text{ г/см}^3$. Особую группу составляют впервые установленные нами горизонты гондитов, сравнительная характеристика которых будет приведена при описании верхнехарбейской свиты.

Геохимический спектр характеризуется повышенными содержаниями ($K_k > 1$) Be, Cr, Mo, Ni, Y, Pb, Bi; околокларковыми – Co, Zn, Nb, Mo, Sn и нижекларковыми Li, Ti, V, Cu, As и др.

Металлогеническая специализация обусловлена связью с мраморно-кварцевой толщей свиты пунктов минерализации и отдельных минералогических находок полиметаллов, а также зараженностью молибденит-шеелитовой ассоциацией.

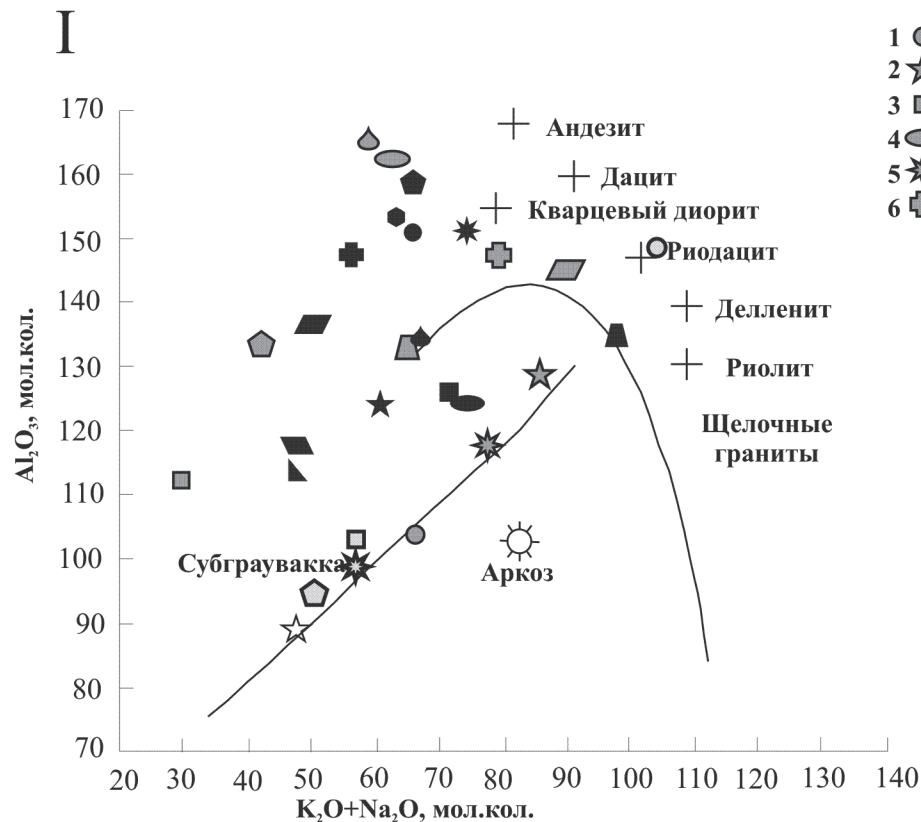
Возраст свиты принимается раннепротерозойским согласно «Легенде...», 2009» и определяется как геологическим положением ее в разрезе дорифея Харбейского антиклинория, так и на основании изотопно-геохимических определений, приведенных в работе Ю. И. Пыстиной [78] – 1765 млн лет по цирконам Pb-Pb метод (ТИЭ) из гранат-биотит-мусковитового кристаллического сланца, отобранного в районе среднего течения р. Малый Ханмей (правый борт). Суммарная мощность свиты оценивается в 1300 м.

П а р и к в а с ь ш о р с к а я с в и т а (PR_{1pr}) выделена А. В. Цымбалюком [195] со стратотипом по руч. Париквасьшор. Отложения свиты развиты на ограниченной территории в центральной части листа Q-42-VII, где картируются на водоразделе рек Малый Ханмей–Большой Харбей, отдельные фрагменты разреза вскрыты ручьями Парнаеган, Киргизшор, Скалистый и др. Она прослеживается здесь в виде расширяющейся с северо-запада на юго-восток полосы шириной 3–12 км при протяженности около 30 км, слагая одноименную синклиналь. В. Н. Гессе [122] данные образования были выделены под наименованием «свиты гнейсов».

Одни исследователи (в том числе и «ранний» А. В. Цымбалюк [95]), считали ее наиболее древней в составе гнейсово-амфиболитового комплекса, залегающей в ядре антиклинальной структуры, крылья которой сложены породами лаптаюганской и ханмейхойской свит. Подобного суждения придерживались В. Н. Охотников [69] и О. А. Кондияйн [15], которые также помещали ее в основание нижнепротерозойского метаморфического комплекса Полярного Урала. По их мнению, париквасьшорская свита слагает жесткий выступ доордовикских пород, облегаемых более молодыми образованиями няровейской свиты.

Однако геологосъемочными работами масштаба 1:50 000 [118, 141] установлено синклинальное ее залегание, подстилаемое гнейсами и амфиболитами лаптаюганской и ханмейхойской свит. Подобное строение париквасьшорской структуры разделяется большинством геологов (Л. Л. Подсосова, В. А. Душин, В. В. Бутин, А. М. Пыстин), правда часть из них (А. П. Казак, Г. А. Кейльман) считает ее рифейской, параллелизуя с основанием няровейской серии.

Нижняя граница свиты в большинстве разрезов тектоническая либо (за редким исключением) согласная. В последнем случае, например, в приустьевой части руч. Киргизшор, нижние горизонты париквасьшорской



- | | | | | |
|-------------|--------------|--------------|---------------|--------------|
| 1 ● 08-19-1 | 7 ▲ 08-7 | 11 ■ 09-15 | 18 ● 09-268-3 | 24 ○ 09-29 |
| 2 ☆ 11-58-2 | 8 ▲ 09-35 | 12 ☆ 09-11 | 19 ● 09-21 | 25 □ 08-2 |
| 3 ■ 09-27 | 9 ● 08-18-2 | 13 ● 09-17-1 | 20 ▨ 09-13-1 | 26 ▨ 09-30 |
| 4 ● 09-27-1 | 10 ▨ 09-20-1 | 14 ☆ 09-16-1 | 21 ▲ 09-21-3 | 27 ● 09-27-2 |
| 5 ☆ 09-11-3 | | 15 ● 11-53-1 | 22 ● 09-13 | 28 ☆ 09-33 |
| 6 ■ 09-20 | | 16 ■ 11-52-2 | 23 ▨ 09-12-2 | |
| | | 17 ▲ 11-53-4 | | |

Диаграмма $Al_2O_3 - K_2O + Na_2O$ (мол. кол.) для отличия обычных субграувакк и аркозов от средних и кислых магматитов.

Условные обозначения: ханмейхойская свита: гнейс (1, 2, 4, 6, 7), амфиболит (3, 5, 8, 9), кварцит (10); лаптаюганская свита: гнейс (11, 22), амфиболит (12, 13, 14, 15, 18, 19, 20, 21, 23), кристаллический сланец (16), слюдит (17); париквасьшорская свита: гнейс (24, 25), кристаллический сланец (26), кварцит (27, 28).

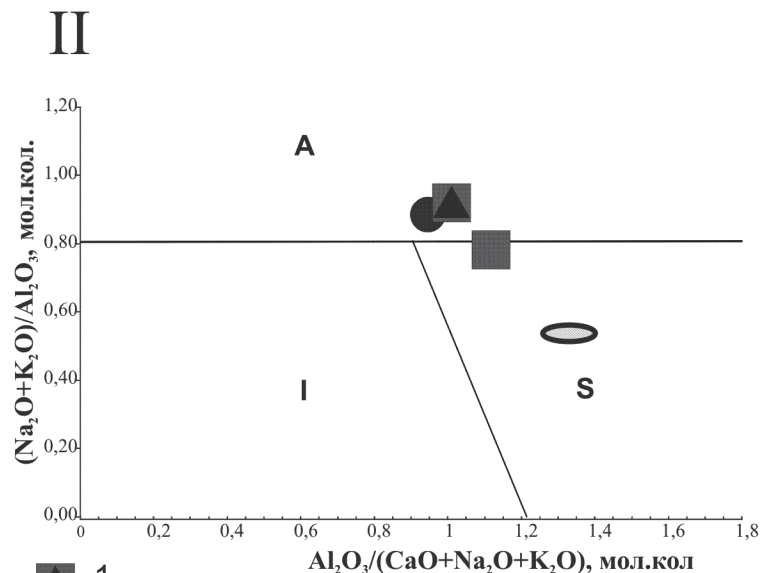


Диаграмма J. Maeda. Типизация гранитоидов по соотношению щелочей и глинозема (S – продукты плавления метаосадочных субстратов, A – продукты плавления нижнекоровых гранулитов или дифференциаты щелочно-базальтоидных магм, I – продукты плавления метамагматических субстратов).

Условные обозначения (комплекс): 1 – лонготский, 2 – сандибейский, 3 – сядаяхинский, 4 – евьюганский.

Рис. 3. Петрохимические диаграммы стратифицированных образований раннего протерозоя (I) и гранитоидов (II) территории листа Q-42-VII, VIII.

свиты, представленные плагиогнейсами двуслюдяными с переходом к относительно крупнозернистым слюдяным сланцам, сменяются амфиболитами и гнейсами лаптауганской свиты. По подошве последнего горизонта кристаллических сланцев и проводится согласная нижняя граница париквасьшорской свиты.

Свита неоднородна по составу и характеризуется значительным преобладанием полевошпатовых пород – слюдяных кристаллических сланцев и гнейсов. Максимальное развитие получили сланцы кристаллические крупнозернистые полевошпат-мусковит-кварцевые, реже мусковит-биотит-кварцевые и биотит-кварцевые (почти всегда гранатсодержащие), переслаивающиеся с плагиогнейсами биотитовыми, мусковитовыми, амфиболитовыми. В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты альбитовые, главным образом в нижней части свиты.

Интенсивное проявление микроскладчатости, осложняющей синклинальную структуру, не позволяет достаточно полно судить о характере залегания пород свиты. Однако в целом с продвижением от восточной границы структуры к ее центру отмечается существенное выполаживание падения отложений свиты. Так, для сланцев гранат-биотит-мусковит-кварцевых руч. Париквасьшор характерны более пологие залегания пород (падение на юго-запад под углом 40°), а на водоразделе руч. Париквасьшор–р. Парноеган наблюдаются уже лежащие складки с фрагментами шарниров, осложненных пологими надвигами.

Изучение разрезов свиты по руч. Париквасьшор показало, что в ее составе можно выделить три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю. Первая сложена плагиогнейсами мусковитовыми и двуслюдяными, переслаивающимися в нижней части с единичными пластами или прослоями амфиболитов, а в верхней части включающих прослой марганецсодержащих кварцитов и, возможно, гондитов. Разная окраска переслаивающихся пластов и прослоев толщи (светлая для мусковитовых гнейсов и кварцитов, серая до темно-серой или полосчатой для слюдяных гнейсов и серо-зеленая для амфиболитов) придает ей весьма контрастное, грубополосчатое или полосчатое строение. Средняя пачка характеризуется большим разнообразием пород. Основным развитием здесь пользуются плагиогнейсы гранат-слюдяные, слюдяно-гранатовые, слюдяные, амфибол-слюдяные и иногда мусковитовые. Породы отличаются хорошо выраженной гнейсовидностью и более тонкой полосчатой текстурой. Верхняя часть париквасьшорской свиты сложена высокоглиноземистыми породами – плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, содержащими в своем составе значительное количество дистена, ставролита и граната (плагиогнейсы и сланцы дистен-ставролитовые, дистен-слюдяные, дистен-ставролит-гранатовые, ставролит-гранатовые, слюдисто-гранатовые), которые переслаиваются с подчиненными пластами и пачками плагиогнейсов слюдяных, а также кристаллических сланцев, практически лишенных полевошпатовой и отчасти кварцевой составной части (сланцы хлорит-слюдяные, слюдяные, амфибол-слюдяные и мусковитовые).

Наиболее широко развитые в составе толщи гнейсы высокоглиноземистые и кристаллические сланцы характеризуются часто ритмичнослоистым

и полосчатым строением. Ритмичные слои имеют мощность 5–80 см и представляют собой, по-видимому, реликтовую слоистость. Нижние слои ритмов сложены гнейсами, чаще всего лейко- и мезократового облика, которые кверху, путем постепенного изменения состава, переходят в слюдяно-гранатовые, слюдяно-гранат-ставролитовые, слюдяно-дистен-ставролитовые и другие высокоглиноземистые разновидности кристаллических сланцев. Они характеризуются, как правило, порфиробластическим строением. Порфиробласты представлены хорошо образованными кристаллами коричнево-красного альмандина (размером от 0,5–1 мм до 1–1,6 см), темно-коричневого ставролита (размером до 4–6 см) и длиннопризматическими или шестоватыми кристаллами голубоватого дистена (по длинной оси до 6 см и в поперечнике до 2–3 см). Породы париквасьшорской свиты, и особенно ее верхней толщи, интенсивно дислоцированы, стгофрированы и насыщены послонно-жилным кварц-полевошпатовым и кварцевым материалом, образующим сланчные, извиленные формы маломощных жил и прожилков. Характер минеральных ассоциаций и текстурные особенности пород париквасьшорской свиты свидетельствуют о том, что степень метаморфизма их несколько ниже, чем у пород ханмейхойской свиты, приближаясь к породам эпидот-амфиболитовой фации, но повышенных давлений.

Сланцы кристаллические слюдяные – светлые, среднезернистые и крупнозернистые породы с планпараллельной линзовидной и очковой текстурой. Микроструктура чаще лепидогранобластовая. Состав (%): кварца – 50–80, олигоклаза – до 20, мусковита фенгитового типа в отдельных прослоях до (30–50), биотита (5–10), гранат альмандинового ряда (до 5–10). В отдельных горизонтах состав граната смещается в сторону спессартина, а количество возрастает до 50–60%. В ассоциации с мусковитом и альмандином отмечаются кианит, ставролит. Рудные и акцессорные минералы – магнетит, рутил, циркон, титанит, пирит.

Отложения свиты отчетливо дешифрируются на АФС и КС по более светлому фототону от вмещающих амфиболитов, но наиболее ярко отличия проявлены в физических полях (ΔT от 0 до минус 400 нТл на фоне положительных аномалий), особенно по относительно высокому содержанию U, Th, K и естественной радиоактивности (70 мкР/ч на фоне 7 мкР/ч и менее).

Для пород париквасьшорской свиты характерны высокие концентрации таких петрогенных оксидов (прил. 8), как SiO_2 (80,7%), отчасти Al_2O_3 (10–18% до 21%) и железа ($\Sigma\text{FeO} = 5\text{--}8,4\%$).

Гнейсы париквасьшорской свиты на графике спектров РЗЭ (рис. 1) отчетливо фиксируют преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, выраженное в отрицательном характере кривых ($\text{La}/\text{Yb} = 4,52\text{--}5,72$), при явном минимуме европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,63\text{--}0,79$). По сумме РЗЭ они находятся в пределах от 109,186 до 155,408 г/т. Геохимический спектр (прил. 10) характеризуется повышенными содержаниями ($\text{Kk} > 1$): Te, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Th, U, Pb; околочларковыми и нижечларковыми – Li, Be, Cu, As, Y. Средняя магнитная восприимчивость пород $69,8 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности 2,5 г/см³.

Палеогеографическая обстановка образования субстрата метаморфитов париквасьшорской свиты, судя по имеющимся геолого-петрохимическим

данным, говорит в пользу формирования их в пределах опресняющейся прибрежно-морской равнины с тенденцией высокого стояния платформы (эмерсивная стадия) и корообразования, нарушаемого изливаниями плато-базальтов [26].

Металлогения свиты определяется минеральными объектами, связанными с проявлением регионального метаморфизма и наложенными метасоматическими процессами кислотного выщелачивания: абразивное (гранат) и глиноземистое сырье (кианит, силлиманит); не исключается возможность формирования в этот период древних россыпей, подобных современным ильменитовым.

Возраст отложений париквасьшорской свиты принимается раннепротерозойским согласно «Легенде...», 2009», а также на основании приведенных геологических данных и материалов по изотопному датированию, изложенных в работе Ю. И. Пыстиной [78]. Изучение цирконов, отобранных вблизи оз. Возейты, показали значения, полученные U-Pb методом в 1896 млн лет, что соответствует раннему протерозою. Мощность свиты – 1500 м.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА, ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Вулканогенно-осадочные образования Харбейской подзоны представлены отложениями няровейской серии, немурюганской свиты и нижнесядатинской толщей сядатинской свиты.

Няровейская серия (RF_2nr) впервые была выделена С. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец в 1954 г. Стратотипический разрез по р. Няровей-Хадата на территории листа Q-42-I, II. Образования серии расчленены на две свиты: верхнехарбейскую (RF_2vh) и минисейшорскую (RF_2mn) в соответствии с «Легендой...», 2009» [201] и схемой IV УрМСС [86]. Возраст принимается условно как средний рифей по залеганию ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами IV (укско-го) комплекса рифея. Мощность серии – до 1900 м.

Верхнехарбейская свита (RF_2vh) распространена в северо-западной и центральной частях исследованной территории, где картируется в виде отдельных полос северо-западного и северо-восточного простираний шириной от 2–6 до 12 км, при протяженности более 30 км. Первая полоса западная – в пределах Верхнехарбейской синформы, вторая – восточная, охватывающая Ярейсоимскую синформу и Нодеягинскую пластину, и третья – северная, включающая выклинивающуюся южную часть Тайкеуской синформы. Свита сложена метаморфизованными терригенно-осадочными отложениями с горизонтами метабазитов.

Нижняя граница проводится по основанию горизонта конгломератов, а верхняя (согласная) – по основанию первого горизонта углеродистых сланцев минисейшорской свиты. Наиболее полно верхнехарбейская свита

представлена в Верхнехарьбейской синформе, где она картируется в истоках руч. Молибденитовый и по ручьям Свинцовый, Каскадный, притокам р. Бадьяёган. Здесь же выделен и стратотип. Свита залегаёт со структурным несогласием и базальным горизонтом конгломератов в основании на породах ханмейхойской свиты. Наиболее четко и убедительно это видно на примере восточной части Верхнехарьбейской синформы, где отложения нижней части разреза слагают крылья структуры почти вкрест простирания (резко дискордантно) и перекрывают своим базальным горизонтом более древние нижнепротерозойские складчатые структуры харьбейского комплекса. Порода последнего характеризуются здесь юго-западным и северо-восточным падениями ($210\text{--}230^\circ$) под разными углами ($20\text{--}70^\circ$), в то время как отложения верхнехарьбейской свиты круто под углом $50\text{--}85^\circ$ падают на восток–юго-восток и юго-восток ($110\text{--}140^\circ$) и находятся в опрокинутом залегании. В ряде мест соотношения отложений свиты с харьбейским комплексом являются тектоническими, либо сопряженными. По крутому надвику их перекрывают породы харьбейского комплекса.

Базальный горизонт полимиктовых конгломератов обнажается по руч. Каскадный и истокам руч. Ступенчатый. Общая протяженность горизонта по простиранию с перерывами более 20 км, мощность – от 0,5 до 5–10 м. Выше по разрезу он сменяется переслаиванием кварцито-песчаников слюдисто-кварц-полевошпатовых и гравелитов с подчиненными пластами и пачками сланцев хлорит-слюдяно-кварц-альбитовых, хлорит-серицит-альбит-кварцевых, графитоидных, иногда с линзами кварцитов.

В разрезе по руч. Свинцовый отчетливо просматривается смена метатерригенных пород псаммитового типа на более тонкую сланцевую часть с прослоями карбонатов. Далее вверх по разрезу обнажается пачка метабазитов рассланцованных с заметными выделениями магнетита, мощность отложений порядка 470–480 м. Этот разрез повторяется выше по склону и связан с эшелонированным выдвиганием пластин. В резко подчиненном количестве присутствуют углеродсодержащие сланцы.

Восточная полоса развития верхнехарьбейской свиты приурочена к западному и восточному обрамлению Порцелорского блока, где ее отложения слагают Ярейсоимскую синформу и Нодеягинскую пластину. Наиболее полная информация получена в связи с поисковым и картировочным бурением по Ярейсоимской структуре [147]. Здесь по группе наиболее интересных скважин нами изучен разрез свиты, во многом напоминающий вышеописанный. При директивном западном достаточно пологом ($25\text{--}40^\circ$) падении пород свита представлена толщей в разной степени измененных (калишпатизированных) сланцев альбит-кварц-биотитовых и биотит-альбит-мусковитовых, иногда гранатсодержащих, мощностью около 150 м, сменяемых толщей аналогичных метапсаммитов с горизонтами мраморов мощностью 2–3 м, нередко до 8 м, с пачками до 40 м сланцев углеродсодержащих и отдельных горизонтов кварцитов мощностью до 12,3 м. Фрагменты этих отложений картируются по р. Нодеяха, р. Лаптаеган и ее левым притокам. Примечательно, что в приустьевой обнаженной части руч. Ярейсоим был установлен горизонт (15 м) гондитов в ассоциации с кварцитами, сланцами альбит-кварц-биотитовыми и углеродсодержащими.

Породы полосчатые, плейчатые смяты в мелкие складки. Текстурный рисунок обусловлен чередованием полупрозрачного кварца, розовых спессартинов и существенно биотитовых прослоек. В связи с развитием интенсивной тектоники (зоны милонитизации и расланцевания) и наложенных метаморфо-метасоматических процессов в разрезах отмечается присутствие отдельных дизплекатов и клиньев, сложенных как более древними (лаптаюганская свита – амфиболиты?, гнейсы?), так и более молодыми (орангская свита – часть сланцев углеродистых) образованиями.

В Нодеягинской пластине и южной части Тайкеуской синформы верхнехарьбейская свита также сложена терригенно-сланцевой толщей, практически без вулканитов и с редкими прослоями алевросланцев темных и сланцев альбит-мусковит-кварцевых. Падение пород в этих структурах, как правило, северо-восточное с углами падения 40–60°.

На АФС и КС поля развития свиты отчетливо не дешифрируются. Исключение составляют только районы интенсивного расланцевания толщ (между ручьев Каскадный–Свинцовый, верховья р. Лонготеган). В магнитном поле отложения свиты характеризуются положительными значениями ΔT – 100–300 нТл, а в гравитационном – 0–20 мГал.

Петрографический состав metabазитов весьма однообразен. Это исключительно metabазальты, метаандезибазальты и их туфы, превращенные в альбит-хлорит-серицитовые, хлорит-актинолитовые и другие сланцы, редко амфиболиты. Они претерпели, как и породы всего разреза верхнехарьбейской свиты, зеленосланцевый метаморфизм умеренных и повышенных давлений, с появлением иногда и глаукофановых парагенезисов (район р. Бадьяёган). Кроме того, в отдельных блоках появляются гнейсифицированные разности, обладающие грубополосчатым строением и состоящие из альбита, амфибола, клиноцоизита, редко граната. В целом характерен афировый петрографический тип.

Конгломераты – грубополосчатые, полосчатые, линзовидно-полосчатые породы зеленовато-серого цвета. Количество гальки от 10–15 до 75%, форма эллиптическая, размеры до 10–15 см в поперечнике. В составе гальки преобладают плагиограниты (SiO_2 – 74–76%, Al_2O_3 – 10–14%, CaO – 0,9–1,5%, $\Sigma \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 6–7,7%, K_2O – 0,19–1,74%), плагиогранитогнейсы, кварциты, значительно реже встречаются амфиболиты, эпидозиты и сланцы кристаллические мусковит-кварц-альбитовые (в разных соотношениях). Цемент конгломератов мусковит-альбит-кварцевого, глаукофан-эпидот-полевошпатового, хлорит-альбит-кварцевого состава характеризуется гранолепидо- и лепидогранобластовой структурой. Из аксессуарных минералов присутствуют гранат, турмалин, циркон, ортит.

Гондиты представляют собой мелко- и среднезернистые породы слоистой и плейчатой текстуры темно-серого до черного цвета, состоящие из кварца (30–40%), спессартина (20–25%) и биотита с небольшой примесью органического вещества и апатита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют сфен, эпидот и магнетит, количество которого достигает 10% ($\alpha = 25\ 000$). Химический состав гондитов приведен в прил. 8.

Петрохимический облик пород определяется принадлежностью их к группе базальтов, а точнее к классу насыщенных кремнеземом, группам

бедных и очень бедных щелочами, а в их пределах к подгруппам меланократовых и лейко-меланократовых пород соответственно, наибольшим развитием пользуются мезократовые разновидности (рис. 2).

Суммарная щелочность метаэффузивов колеблется в пределах от 1,5 до 6%. Анализ поведения калия свидетельствует о принадлежности вулканогенных пород натриевой и калиево-натриевой сериям, а его абсолютные концентрации достигают 1,4% при наиболее распространенных содержаниях порядка 0,1–0,4%. Концентрации титана имеют значительные вариации (от 0,5 до 3,6%), при относительно небольших (4–10%) изменениях в содержании магнезии. Отношение железа к магнию изменяется в пределах от 1 до 4, что соответствует толеитовым петрохимическим сериям. Соотношение окисного и закисного железа указывает на преобладание закисной формы, отвечающей мелководной субмаринной палеообстановке вулканизма. В нормативном составе вулканогенных пород отмечается кварц (до 4,18%), ортоклаз (до 4,3%), альбит (до 28,06%), анортит (4,41%), апатит (до 1,23%).

Спектр РЗЭ (рис. 4) метабазальтов характеризуется содержаниями в 20–30 раз выше, чем в хондритах, и «холмообразной формой» кривой. Кроме того, отмечается незначительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми ($La/Yb = 1,12$) при достаточно слабом европиевом минимуме ($Eu/Eu^* = 0,95$). Сумма РЗЭ составляет 70,22 г/т. Геохимический спектр (прил. 10) отличается повышенными содержаниями ($Kk > 1$) V, Co, Cr, Ni и др. Магнитная восприимчивость составляет 54×10^{-5} ед. СИ, при плотности $2,92 \text{ г/см}^3$.

В целом вулканогенные породы верхнехарьбейской свиты, судя по положению фигуративных точек на большинстве классификационных диаграмм и специфике нормативного состава, относятся к континентальным толеитовым сериям (платобазальты). Этот вывод подтверждается анализом распределения аксессуарных элементов в породах. Так, содержание в них рубидия составляет 14 г/т, а стронция 222 г/т, что в 5–7 раз выше, чем в океанических разностях, и соответствует базальтоидам, сформировавшимся на достаточно мощной (10–12 км) континентальной коре [26, 133]. Содержание элементов группы железа также скорее свидетельствует о субплатформенных условиях формирования вулканитов.

По микроэлементному составу гондиты Ярейсоимской синформы и руч. Костальбей практически не отличаются друг от друга, за исключением несколько пониженного содержания в последних титана, циркония, бария и гафния, что достаточно надежно может свидетельствовать об их формировании не только в сходных условиях, но и из единого субстрата. По результатам ICP-MS в составе гондитов отмечается высокое содержание Mn (2,2%), повышенное Ti (0,47%), Mo (0,0002%), Cu (0,02%), Ni (0,02%). Высокие значения марганца и фосфора резко отличают гондиты от габбро-амфиболитов. В целом для этих пород характерно очень высокое (более 100 кларков) содержание талия и теллура, повышенное (более 10 кларковых значений) – висмута, а также пониженное – олова, мышьяка и меди.

По содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ), в гондитах отмечается очень высокий уровень содержаний лантаноидов с небольшой,

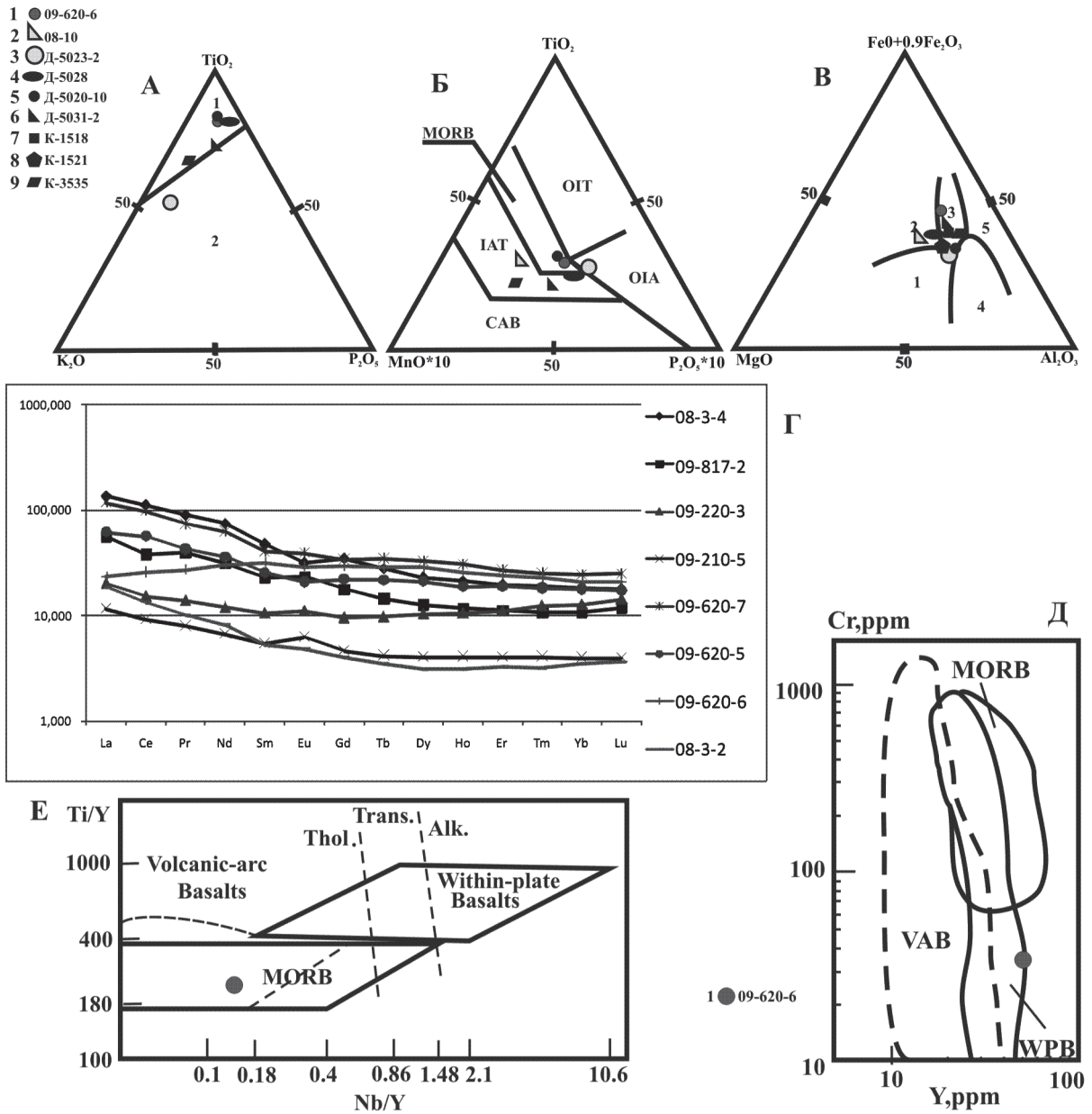


Рис. 4. Петрогеохимическая характеристика основных пород няревейской серии и немурюганской свиты.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: няревейская серия: метабазацит (1) немурюганская свита: базальт (2, 3) минисейшорская свита: базальт (4, 5, 6, 7, 8, 9)

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах няревейской серии, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты COX, WPB – внутриплитные базальты. Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты COX, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: няревейская серия: метабазацит (1).

- 1 ★ 07-к2 4 ▴ 08-228-3 7 ★ К-1097/1 10 ▴ P-1505/1 12 + 09-8-1
 2 ■ 07-к4 5 ▭ 08-209 8 ■ СКС-3534 11 ◆ С-307 13 ○ 09-8
 3 ● 11-57 6 ● 10-19-1 9 ● P-553

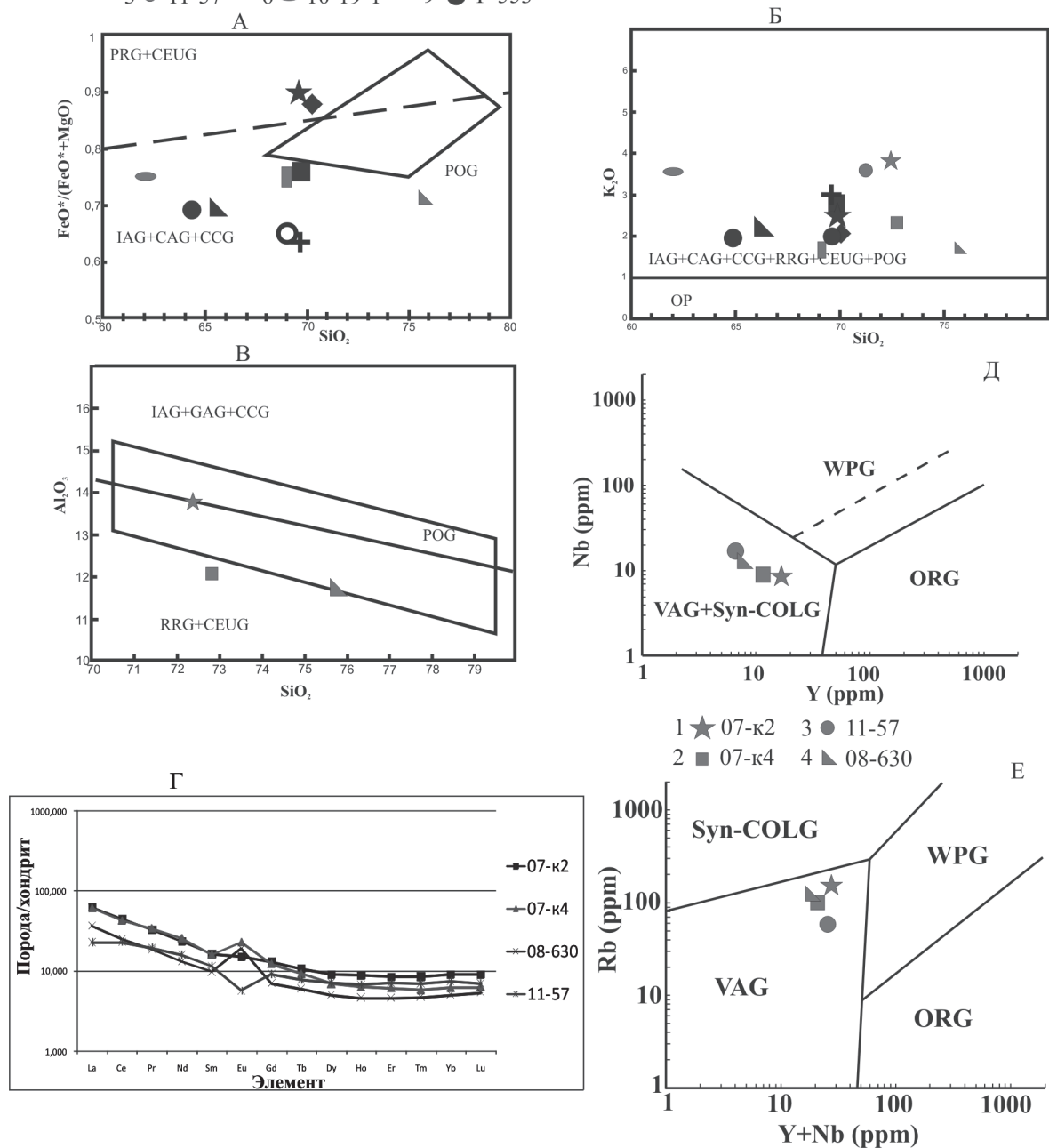


Рис. 5. Петрогеохимическая характеристика пород евыюганского комплекса, немурюганской и янганапэйской свит.

А, Б, В – дискриминационные диаграммы П. Мениара, Ф. Пикколи.

Поля на диаграмме: IAG – гранитоиды островных дуг, GAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG – гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий, OP – океанические плагиограниты.

Условные обозначения для диаграмм А, Б, В: евыюганский комплекс: гранит (2, 3, 4, 5), мигматит (1, 6) немурюганская свита: риодацит (7, 8, 9), дацит (10, 11) янганапэйская свита: туф риодацита (12), риодацит (13).

Г – спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах евыюганского комплекса, нормированных к хондриту.

Д, Е – дискриминационные диаграммы для гранитоидов Дж. Пирса: Rb – (Y+Nb) и Nb – Y Поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLD – коллизионные граниты.

Условные обозначения для диаграмм Д, Е: евыюганский комплекс: гранит (2, 3, 4), мигматит (1).

но отчетливой отрицательной европиевой аномалией. Из наиболее характерных особенностей следует отметить плосковогнутое распределение, а также резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($La_N/Yb_N = 2,9-4,8$), что свидетельствует о формировании гондитов при метаморфическом преобразовании граувакк.

В гондитах руч. Костальбей отмечается значимая отрицательная цериевая аномалия и отрицательная аномалия по содержанию европия, что отличает эти образования от марганцовистых пород Ярейсоимской синформы и свидетельствует об их формировании за счет немагматических пород.

В целом петрогеохимические параметры убедительно говорят в пользу сопоставления metabазальтов свиты с долеритами Сибирской платформы и отчасти толеитовыми базальтами континентальных рифтовых зон.

Судя по ассоциирующим с магматитами осадкам, морфологии тел, петрохимическим и геохимическим параметрам, формирование свиты происходило в субплатформенных условиях (мелководные бассейны внутриконтинентального типа), в результате относительно спокойных трещинных излияний. Металлогения свиты обусловлена возможной связью с эффузивами стратиформного железомарганцевого оруденения.

Возраст отложений принимается среднерифейским согласно «Легенде... 2009» и исходя из геологических построений – залегание ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами IV комплекса рифея. Мощность свиты оценивается в 400–500 м.

Минисейшорская свита (RF_2mn). Стратотип по руч. Минисейшор. Наиболее полные разрезы отмечаются в верхнем течении ручьев Большой и Малый Минисейшор, Водопадный, Порфиритовый, Медный и Кузьшор, где установлены отдельные части общего разреза свиты.

Нижняя граница проводится по основанию первого прослоя углеродистых сланцев, а верхняя – по исчезновению из разреза филлитовидных сланцев и появлению зеленых парасланцев немурюганской свиты. Чаше соотношения тектонические, так как породы этой свиты фиксируют сутурные швы Полярноуральского офиолитового пояса [26] совместно с ультрабазитами минисейского комплекса [133].

Грубо отложения можно разделить на нижнюю – углеродисто-вулканогенную и верхнюю – филлитовидно-сланцевую толщи. Первая приурочена к сутурным швам и широко распространена по ручьям Кузьшор, Большой и Малый Минисейшор (истоки), Водопадный, а вторая – в бассейне р. Бадьяёган и отдельным притокам руч. Медный. Нередко эти два типа разреза соприкасаются друг с другом, особенно в районах обилия поперечных (северо-западных) разломов.

Обобщенный петротипический спектр пород имеет следующий вид: metabазальты, сланцы углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые, филлитовидные, эпидот-хлорит-амфиболовые, эпидот-альбит-хлоритовые, магнетитовые с кристаллами магнетита до 3–5 мм, скрины амфиболитов, серпентинитов, прослои туфов и мраморов. Сланцы содержат прослои, пласты и пачки металевролитов кварцитовидных, металевропесчаников кварц-альбитовых, иногда встречаются прослои и пласты светлых кварцитов. Частым явлением, особенно для углеродистых разностей, мощности

которых по руч. Медный иногда достигают 300–400 м, является пиритизация пород. Грани кристаллов пирита достигают 0,5–1,0 см. Наблюдается значительный динамометаморфизм пород свиты и их метасоматическая переработка, которая происходила под воздействием процессов гранитизации, альбитизации, щелочного метасоматоза с образованием гнейссланцев, сланцев порфиروبластических хлорит-биотит-альбитовых, амфибол-хлорит-альбитовых с порфиробластами альбита до 3–4 мм, зеленых сланцев, переходящих в мелкоочковые хлоритовые сланцы.

На АФС породы свиты не выразительны и картируются с остальными рифейскими комплексами по серому фототону, иногда с элементами полосчатости в сланцевых частях. В магнитном поле более или менее хорошо, на фоне парасланцев, проявлены породы основного состава со значениями $-300-0$ нТл, а в гравиметрическом поле $-10 - 25$ мГал.

Метабазальты – породы серо-зеленого до темно-зеленого цвета, массивной и сланцеватой текстуры. Состав: хлорит, альбит-олигоклаз, серицит, кварц (редко). В зонах пропилитизации появляется эпидот.

Сланцы углеродистые – породы черного, темно-серого цвета сланцеватой текстуры, мелко- и микрозернистые. Состав: кварц, полевые шпаты, серицит, иногда хлорит. Черный цвет обусловлен как наличием углеродистого вещества ($C_{арг.}$ достигает 1,5%), так и присутствием черного железистого хлорита.

Филлитовидные сланцы представляют собой зеленовато-серые, реже лиловато-серые и серые, тонкослоистые и тонкополосчатые породы, часто пльчатые и довольно умеренно рассланцованные. По сланцеватости они обычно пронизаны четковидными прожилками и жилами молочно-белого кварца.

Химический состав метавулканитов характеризуется повышенными содержаниями кремнезема (49–51%), нормальной железистостью, при низких содержаниях щелочей (до 3,5–4%) с явным преобладанием оксида натрия и титана (до 1,3%), отвечаая в целом толеитовым разностям (прил. 10). Метабазальты на диаграммах Пирса (рис. 4) отвечают океаническим толеитам, близким к составам COX.

Геохимический спектр аповулканогенных пород однообразен, так как содержания большинства рудных элементов близки к кларкам (по А. П. Виноградову). Исключение составляют сланцы углеродистые, характеризующиеся надкларковыми значениями серебра, цинка, свинца, ванадия, фосфора, платиноидов и др. Металлогения свиты обусловлена связью с вулканогенно-углеродистой ассоциацией проявлений колчеданного типа и точек минерализации фосфора (значения P_2O_5 достигают 1,2%).

Возраст отложений свиты принят среднерифейским согласно «Легенде... 2009» и опирается на ее геологическое положение под отложениями флористически датированных образований немурюганской свиты (микрофосилии, строматолиты, IV комплекс рифея), а также данные изотопного датирования магматитов минисейского комплекса [133]. Мощность свиты – 1200–1400 м.

Немурюганская свита ($RF_3 nm$) впервые выделена А. В. Цымбалюком со стратотипом по р. Немурьеган (лист Q-42-I, II). Откартирована

в виде небольших сегментов в северо-западной части листа и занимает не более 30 км² площади. Это, как правило, фрагменты отдельных минисейшорско-немурюганских небольших чешуй шириной 1–3 км и протяженностью до 10 км. Наиболее полные разрезы свиты наблюдаются по руч. Малый Минисейшор, истокам ручьев Медный–Водопадный, притокам р. Бадьяёган. Соотношения с отложениями няровейской серии согласные и фиксируются по подошве первого горизонта зеленых парасланцев. Верхняя граница несогласная и проводится по основанию туфоконгломератов сядатинской свиты (верховье руч. Мраморный, лист Q-42-I, II), а в пределах изучаемой территории наблюдаются тектонические соотношения.

Основной объем свиты слагают парасланцы зеленовато-серые серицит-хлорит-альбит-кварцевые, часто карбонат- и углеродсодержащие, с прослойками и линзами серых, белых и кремневых доломитовых мраморов, кварцитов. В нижней части разреза преобладают метаэффузивы базальтового, андезитового, реже дацитового и риодацитового составов, их туфы и туфопесчаники.

Эффузивы характеризуются порфировой и афировой структурами. Они принадлежат к семейству базальтов, андезибазальтов, андезитов нормального, реже умереннощелочного ряда натриевой серии. Содержание оксида титана не превышает 1,28%, а сумма щелочей менее 6% при преобладании натрия над калием.

Породы свиты слабо проявлены на фоне минисейшорской свиты в гравитационном поле. В магнитном поле имеются примеры ярких положительных аномалий интенсивностью 800–1200 нТл (такие значения только вблизи минисейского комплекса). Магнитная восприимчивость metabазальтов составляет $60,24 \times 10^{-5}$ ед. СИ, плотность – 2,84 г/см³, сланцев различного состава: плотность – 2,7 г/см³, магнитная восприимчивость – $414,4 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Химический состав осадочных отложений характеризуется минимальным содержанием TiO₂, K₂O. Сланцы содержат выше кларковых такие элементы как Ag, Au, близко к кларковым – Ti, Zn, Be, U. Кислые эффузивы характеризуются отношениями оксидов, характерных для островных дуг (рис. 5)

Металлогения свиты обусловлена связью с ней различных проявлений скарнового типа (Cu, Pb-Zn, W, Mo) с наложенной золото-сульфидно-кварцевой ассоциацией, особенно в зонах активизированных шовных зон.

Возраст немурюганской свиты принимается позднерифейским в соответствии с «Легендой...», 2009» [201] и на основании присутствия за пределами листа в стратотипе микрофитоцитов IV комплекса [20]. Мощность отложений – 800–1500 м.

Сядатинская свита предложена А. В. Цымбалюком и выделена О. Н. Грязновым, В. А. Душиным [125] со стратотипом за пределами площади (лист Q-42-I, II). Отложения свиты развиты в западном обрамлении Харбейского антиклинория. В ее составе выделены нижнесядатинская и верхнесядатинская подсвиты. На территории листа закартированы отложения только нижнесядатинской подсвиты.

Нижнесядатинская подсвита (Vsd_1) зафиксирована в крайней северо-западной части листа в истоках р. Лонготеган, где в виде

тектонического клина (площадь не более 3 км²), в пределах Собско-Нундерминской шовной зоны, заходит с площади листа Q-42-I, II [20].

Литологический состав представлен песчаниками полимиктовыми серыми, темно-серыми с прослоями гравелитов в основании разреза, алевролитами, сланцами серицит-хлорит-альбит-кварцевыми, серицит-кварцевыми. Вулканогенные образования представлены небольшим количеством риодацитов, риолитов и их туфов. Разрез в целом ритмичный вулканогенно-осадочный, напоминающий слоеный пирог.

Химизм вулканогенных пород определяется принадлежностью их к щелочно-известковой серии, натриевому ряду. Геохимические особенности осадочных пород определяются пониженными концентрациями большинства микроэлементов за исключением Ag и V. Вулканогенные породы характеризуются кларковыми содержаниями большинства сидерофильных, литофильных и халькофильных элементов. Металлогения подсвиты, в связи с ограниченностью площади выходов пород на исследуемой территории, не проявлена. Вендский возраст принимается согласно «Легенде...», 2009» и по стратиграфическому положению в разрезе выше отложений немурюганской свиты. Мощность отложений подсвиты – 300–600 м.

ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Стратифицированные палеозойские отложения на территории листа принадлежат к двум структурно-формационным мегазонам: Западно-Уральской и Войкаро-Щучьинской. Первая представлена образованиями континентального склона Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоны, вторая – океаническими и островодужными образованиями, входящими в состав Щучьинской и Войкарской структурно-формационных зон (рис. 6).

Зилаиро-Лемвинская структурно-формационная зона

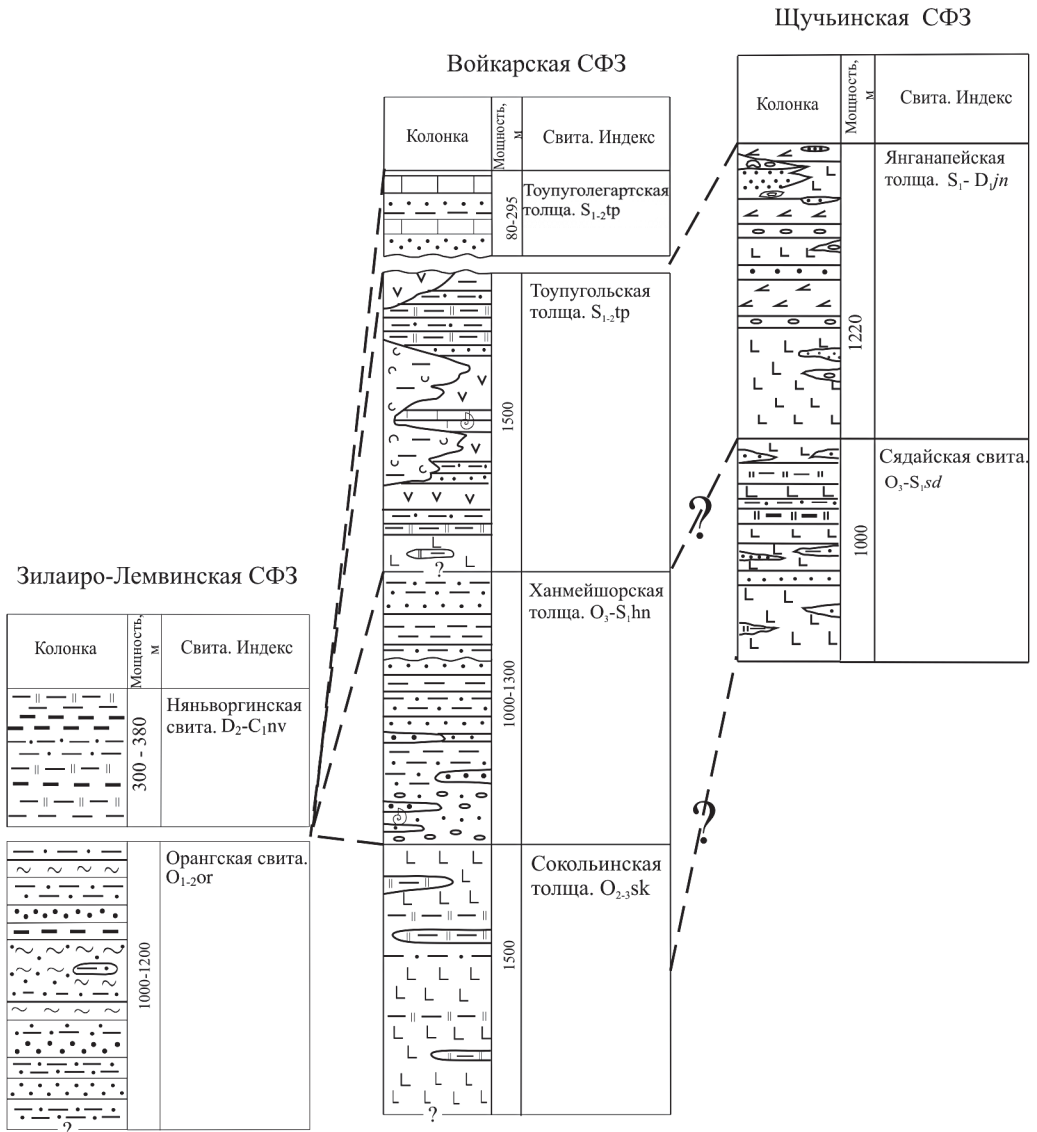
Стратифицированные образования Орангского района Восточно-Лемвинской подзоны представлены отложениями орангской и няньворгинской свит, имеющих ограниченное распространение преимущественно в северо-западной части листа.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы

Орангская свита (O_{1-2or}) выделена А. В. Цымбалюком в 1958 г. со стратотипом по руч. Оранг-Юган (II УрМСС, 1958). Отложения свиты зафиксированы лишь в отдельных тектонических клиньях в истоках р. Лонготъёган и в среднем течении р. Лаптаган. Общая площадь выходов свиты не превышает 7 км².

ОРДОВИКСКАЯ				СИЛУРИЙСКАЯ				ДЕВОНСКАЯ					
нижний		средний		верхний		нижний		верхний		нижний		средний	
тремадокский		аренигский		лланвирирский		карадокский		ашгилский		лудловский		эмсский	
										пре-риасский		эфрельский-живетский	



Условные обозначения:

- | | | | | | |
|-----------------------|-------------------------|-----------------------|---------------------------|-----------------------|----------------------------|
| [Lithological symbol] | Базальты | [Lithological symbol] | Песчаники | [Lithological symbol] | Сланцы глинистые |
| [Lithological symbol] | Андезибазальты | [Lithological symbol] | Гравелиты | [Lithological symbol] | Сланцы алевроглинистые |
| [Lithological symbol] | Туфы смешанного состава | [Lithological symbol] | Конгломераты | [Lithological symbol] | Сланцы глинисто-кремнистые |
| [Lithological symbol] | Андезиты | [Lithological symbol] | Сланцы углеродистые | [Lithological symbol] | Известняки |
| [Lithological symbol] | Алеволиты | [Lithological symbol] | Сланцы хлорит-серицитовые | | |

Рис. 6. Схема корреляции разрезов структурно-формационных зон палеозоя территории листа Q-42-VII, VIII.

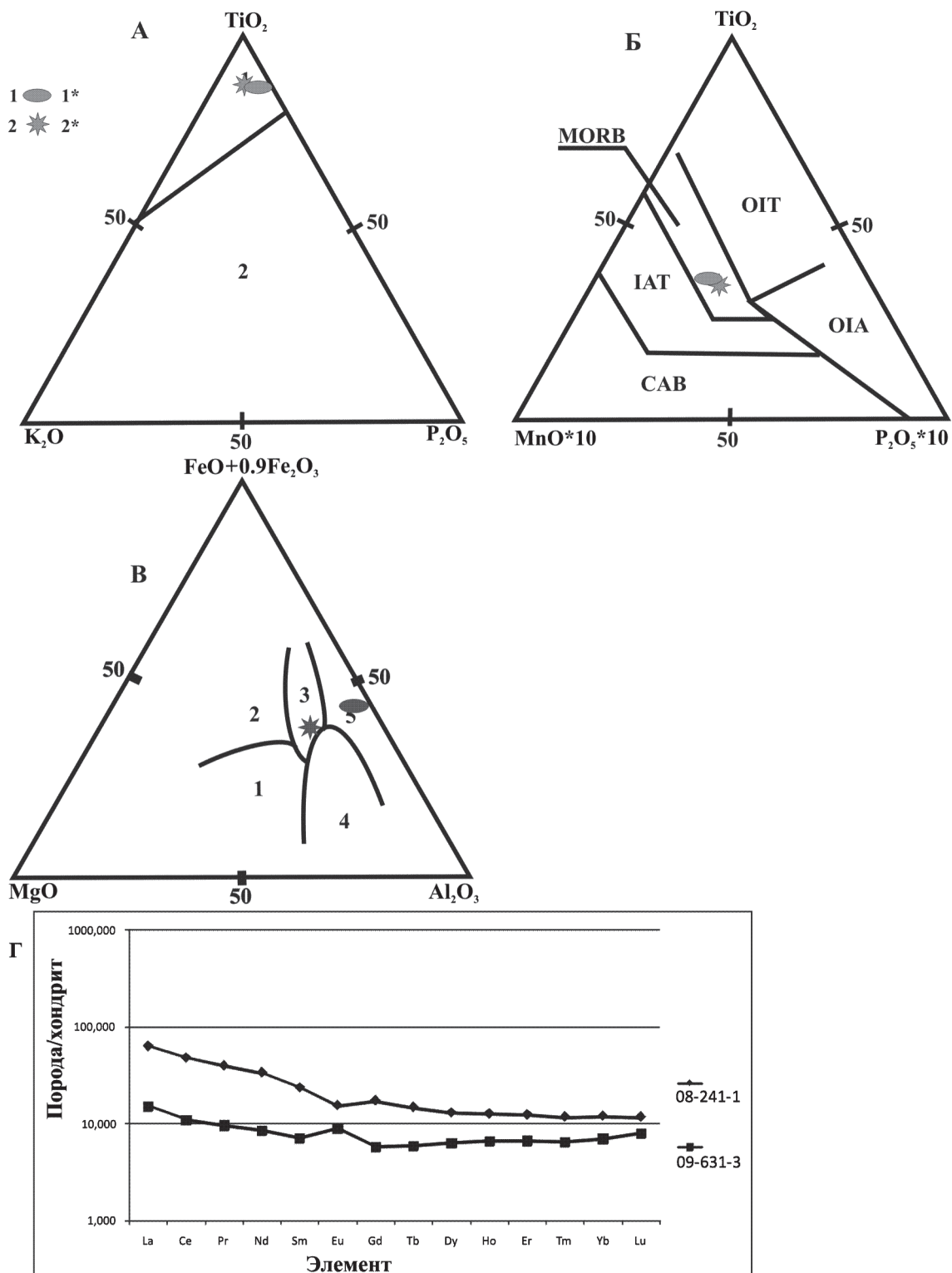


Рис. 7. Петрогеохимическая характеристика пород соколинской и орангской свит.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов. В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: соколинская свита: базальт (1, 2).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах орангской свиты, нормированных к хондриту.

Состав свиты представлен переслаиванием сланцев тонкополосчатых филлитовидных, хлорит-серицит-кварцевых, хлорит-серицит-альбит-кварцевых, углеродисто-кварцевых с редкими пластами и линзами алевролитов, песчаников.

Нижний контакт с подстилающими отложениями немурюганской свиты тектонический. Отложения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

В геофизических полях, как и на АФС отложения свиты из-за резко ограниченных выходов не просматриваются. Магнитное поле на смежных листах характеризуется слабо варьирующими отрицательными значениями, что свидетельствует о практически немагнитных породах. Средняя плотность пород – 2,68 г/см³.

Распределение РЗЭ (рис. 7) характеризуется преобладанием тяжелых (La/Yb = 5,3–2,1) лантаноидов с неопределенным европиевым минимумом (Eu/Eu* = 0,76–1,39) и резкими колебаниями суммы редких земель (23,1–82,5 г/т).

Терригенные (углеродсодержащие) породы характеризуются повышенным геохимическим фоном Cu, Co, Zn, V и др. В пределах свиты выделяются локальные аномальные проявления Au, Hg, Sb, As.

Возраст свиты поздний арениг–средний ордовик принят согласно «Легенде...» [201] и на основании корреляции отложений с комплексом среднеордовикских конодонтов [175] и криноидей [125], определенных на площади листа Q-41-XII. Мощность отложений 500–600 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Няньворгинская свита (D_2-C_{1lv}). Отложения свиты имеют ограниченное распространение на изученной территории и закартированы лишь в крайней северо-западной части листа в истоках р. Лонготъёган, где в виде тектонических пластин, надвинутых с востока на Орангский аллохтон, заходят с площади листа Q-42-I, II. Представлена сланцами алевроглинистыми, глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнистыми, переходящими в фтаниты, с редкими прослоями известняков. Контакты тектонические.

Сланцы глинисто-кремнистые темно-серые тонкослоистые, по петрографическому составу соответствуют зеленовато-серым филлитовидным сланцам, отличаясь от последних присутствием незначительной примеси углеродистого материала (0,1–0,9%). Для них характерна слоистая текстура. Чёрные плитчатые углеродисто-кремнистые сланцы (фтаниты) отличаются лишь присутствием графитоидного материала в виде равномерной примеси пылеватых частиц или их нитевидных скоплений. Часто присутствуют радиолярии.

Результаты анализа распределения микроэлементов для пород свиты показывают, что содержание Ni, Co, Ti, Cr, Cu, Pb, Zr, Sr близки к кларковым, а содержание Mn в 10–50 раз выше кларковых.

Отложения имеют пеструю картину изменения плотности: фтаниты – 2,56 г/см³, сланцы филлитовидные – 2,73 г/см³; сланцы углеродисто-кремнистые – 2,54 г/см³. Породы относятся к ряду немагнитных.

Район развития образований няньворгинской свиты на АФС не просматривается из-за ограниченной площади выходов.

Возраст няньворгинской свиты принят в соответствии с «Легендой...», 2009» [201] и определяется на основании находок за пределами площади (лист Q-41-XII) «...в известняках и кремнистых сланцах органических остатков франского, фаменского ярусов, реже – карбона: *Heterostolechus* sp. ind.; *Cyclocrista* sp. ind.; *Nothroserisma* sp. ind.; *Eoendothyra communis simplex* (Brazhn.); *Palmatolepis* aff. *perlobata* Ulrich et Bassl.; *P.* cf. *subperlobata* Brans. et Mehl.; *P.* cf. *tenuipunctata* Sannem.; *P.* aff. *glabra* Ulrich et Bassl.; *P.* aff. *crepida* Sannem.; *P.* cf. *minuta subtilis* Chalimb. et Tchern.; *P.* cf. *minuta minuta* Brans. et Mehl.; *P.* aff. *triangularis* Sannem.; *P.* aff. *rhomboidea* Sannem.; *P.* cf. *glabra glabra* Ulrich et Bassl.; *P.* *glabra lepta* Zieg. et Hud.; *P.* *glabra pectinata* Zieg.; *P.* *perlobata perlobata* Ulrich et Bassl.; *P.* aff. *regularis* Cooper.; *P.* aff. *marginifera* Zieg.; *P.* cf. *gracilis* Zieg.; *P.* cf. *minuta wolskiae* Szulcz.; *Polygnathus glaber glaber* Ulrich et Bassl.; *P.* cf. *nodocostatus* Brans. et Mehl. и др.» [175]. Мощность отложений – 300–380 м.

Войкаро-Щучьинская структурно-формационная мезазона

Стратифицированные отложения Малоуральской подзоны Войкарской СФЗ представлены островодужными образованиями соколинской, ханмейшорской, тоупугольской и тоупугольгардской толщ, а Щучьинской СФЗ – сядайской свиты и янганапэйской толщи.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Средний–верхний отделы

Соколинская толща (O_{2-3sk}) выделена при проведении работ по ГДП-50 [174]. Наиболее полные разрезы закартированы в среднем течении руч. Соколиный и фрагментарно вскрыты скважинами С-7, С-14, С-16 южнее руч. Ханмейшор. Общая площадь выходов не превышает 10 км².

К образованиям толщи отнесены исключительно лавы базальтов афировых, спилитов, нередко миндалекаменных с интерсертальной и вариолитовой микроструктурами. Отмечаются также потоки подушечных (шаровых) лав базальтов со стекловатыми лейкоксенизированными корками закалки. Вблизи контакта с интрузивными образованиями собского комплекса базальтоиды перекристаллизованы, амфиболитизированы до долеритоподобных пород.

В скв. С-7 на глубине 152,3 м в базальтах отмечены маломощные пролои кремнистых алевролитов с обломками неопределимых конодонтов [174]. Базальтоиды соколинской толщи прорываются дайками монцонит-порфиритов конгорского комплекса.

Нижняя граница толщи неизвестна, а верхняя проводится по перекрытию терригенными отложениями ханмейшорской толщи с органикой позднего ордовика–раннего силура [174].

Базальты афировые черного до темно-зеленого цвета массивные; микроструктура спилитовая, вариолитовая, гиалопилитовая. Минеральный состав: лабрадор-альбит – до 40%, пироксен, роговая обманка – до 60%. Эпигенетические минералы: эпидот, актинолит, хлорит до 30–40%; рудные – магнетит, пирит – 4%.

Базальты в основном высокотитанистые (1,8–2,1% TiO_2). Для них характерно резкое преобладание Na_2O над K_2O при сумме щелочей не более 3%, а содержание магнезии колеблется от 1,2 до 5,6%. На диаграммах Пирса (рис. 7) фигуративные точки базальтоидов ложатся в поля океанических базальтов, в том числе MORB.

На АФС и КС, как и в геофизических полях отложения свиты не отражаются ввиду малых площадей развития.

Возраст свиты предположительно средний–поздний ордовик принят согласно «Легенде...», 2009» [182]. Мощность отложений – до 1500 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ханмейшорская толща (O_3 – S_{1hn}) выделена при проведении работ по ГДП-50 в Малоуральской подзоне Войкарской СФЗ. Отложения толщи вскрываются в нижнем течении руч. Ханмейшор, по руч. Соколиный и в скважинах С-7, С-8, С-15 [174]. Общая площадь выходов не превышает 1–1,5 км².

Флишеоидный разрез толщи представлен конгломератами и гравелитами полимиктовыми, песчаниками разнозернистыми, в подчиненном количестве встречаются алевропесчаники ленточно-слоистые, алевролиты серые, темно-серые и черные (битуминозные), а также светло-зеленовато-серые с прослоями вишневыми (гематитизированных) с тонко-мелкозернистой сульфидной минерализацией (1–5%). В основании толщи – полимиктовые мелкообломочные конгломераты и гравелиты. Выше по разрезу грубообломочные осадочные породы переслаиваются с разнозернистыми песчаниками и алевропесчаниками. В обломках конгломератов отмечаются плагиориолиты и плагиориодациты метасоматические с порфиробластами, актинолитизированные афировые базальты. Отложения толщи (по скв. С-7) субсогласно залегают на базальтах соколинской толщи [174, 176].

Возраст толщи определен на основании находок конодонтов в глинисто-кремнистых алевролитах: *Acodus unicastatus* Вг. et Вг.(?), *Acodus* aff. *curvatus* Вг. et Вг., *Drepanoistodus*(?) sp. ind., *Paltodus*(?) sp. ind., *Hindeodella* sp. [174]. Мощность отложений 1000–1300 м.

Сядайская свита (O_3 – S_{1sd}) выделена Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушкавцом. В качестве стратотипа описан разрез по руч. Яляпэяха (хр. Яляпэ, лист Q-42-III). Стратиграфическое подразделение распространено в пределах Щучьинской СФЗ в районе среднего течения р. Юньяха.

Свита представлена преимущественно базальтами с прослоями сланцев кремнисто-глинистых, углеродисто-кремнисто-глинистых, пластами и линзами песчаников. Нижняя граница не известна.

Наиболее представительный разрез свиты установлен в правом борту р. Юньяха в районе урочища «Ольховое», где закартирована вулканогенно-осадочная толща мощностью около 400 м. Низы разреза сложены афировыми базальтами (240 м), которые выше по разрезу сменяются сланцево-базальтовой (72 м) и далее базальтово(20%)-сланцево-песчаной (85 м) ассоциациями. Толща дислоцирована, характеризуется крутыми углами падения (аз. пад. $105\text{--}185^\circ$, $275^\circ \angle 80^\circ$; $230^\circ \angle 85^\circ$; $85^\circ \angle 70^\circ$) и прорвана многочисленными дайками (46) халатальбейского комплекса параллельных даек.

Базальты – породы темно-зеленого до светло-зеленого цвета, иногда с флюидальнополосчатой либо миндалекаменной текстурой. Редкие фенокристаллы представлены клинопироксеном, реже плагиоклазом на фоне стекловатого базиса, обычно разложенного до агрегатов хлорита, карбоната, лейкоксена, кварца, альбита, пумпеллиита, амфибола и редко стильпно-мелана. Микроструктура основной массы спилитовая, реликтовая геалопилитовая. Из рудных минералов присутствует магнетит, иногда в заметных количествах.

Песчаники – зеленовато-серые породы с blastopсаммитовой структурой. Кристаллокласты представлены альбитом, кварцем, эпидот-кварцевым агрегатом. Основная ткань – гранолепидобластовый агрегат серицита, кварца, хлорита, карбоната, эпидота.

Сланцы характеризуются тонкой полосчатостью, микроплойчатые. Породы состоят из кварца (до 80%) и примесей серицита, хлорита, лейкоксена, стильпно-мелана, гематита, углеродистого вещества, иногда граната. Цвет – черный, серый, серо-зеленый.

Вулканиды по содержанию кремнезема относятся к базальтам и редко андезибазальтам при низких концентрациях титана (0,15–1,4%), щелочей (1,8–4,1%), особенно калия. Это типичные представители толеитовой (CaO 8–20%) серии с повышенной магниальностью (MgO 4,5–11,8%). Базальты (рис. 8) характеризуются положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1,5$) при общем обеднении легкими лантаноидами ($La/Yb = 2,4$) и общей низкой концентрацией TR (49,4). Геодинамический облик базальтов на диаграммах Пирса (рис. 8) неоднозначен – от базальтов COX до толеитов островных дуг.

Геохимическая специализация вулканидов обусловлена надкларковыми содержаниями Co, Sb, Bi. Вулканиды характеризуются повышенной плотностью $2,91 \text{ г/см}^3$, кремнистые сланцы – $2,67 \text{ г/см}^3$. Породы практически немагнитны (44×10^{-6} ед СИ).

На АФС и КС образования толщи практически не выделяются, как, собственно, и в магнитном поле. Правда, на фоне высокомагнитных габброидов удается идентифицировать выходы вулканидов.

Породы подвержены неравномерной пропилитизации на уровне эпидотовой субфации. В пределах описываемого стратона сосредоточены несколько проявлений железа на контакте с габброидами и отмечена слабая сульфидная (халькопирит) минерализация.

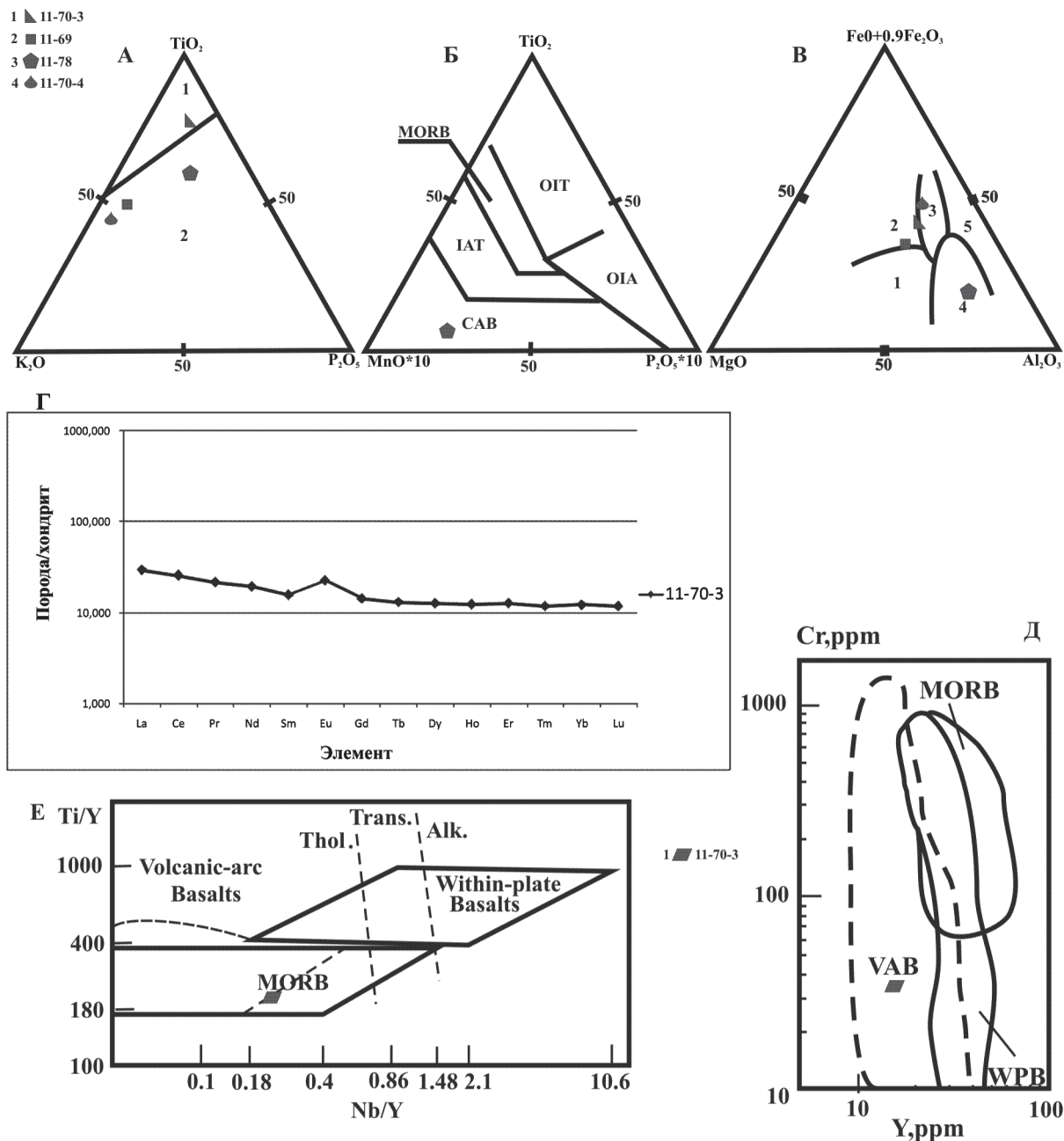


Рис. 8. Петрогеохимическая характеристика пород сядайской свиты.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: базальт (1, 2, 3), долерит (4).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах сядайской свиты, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: базальт (1).

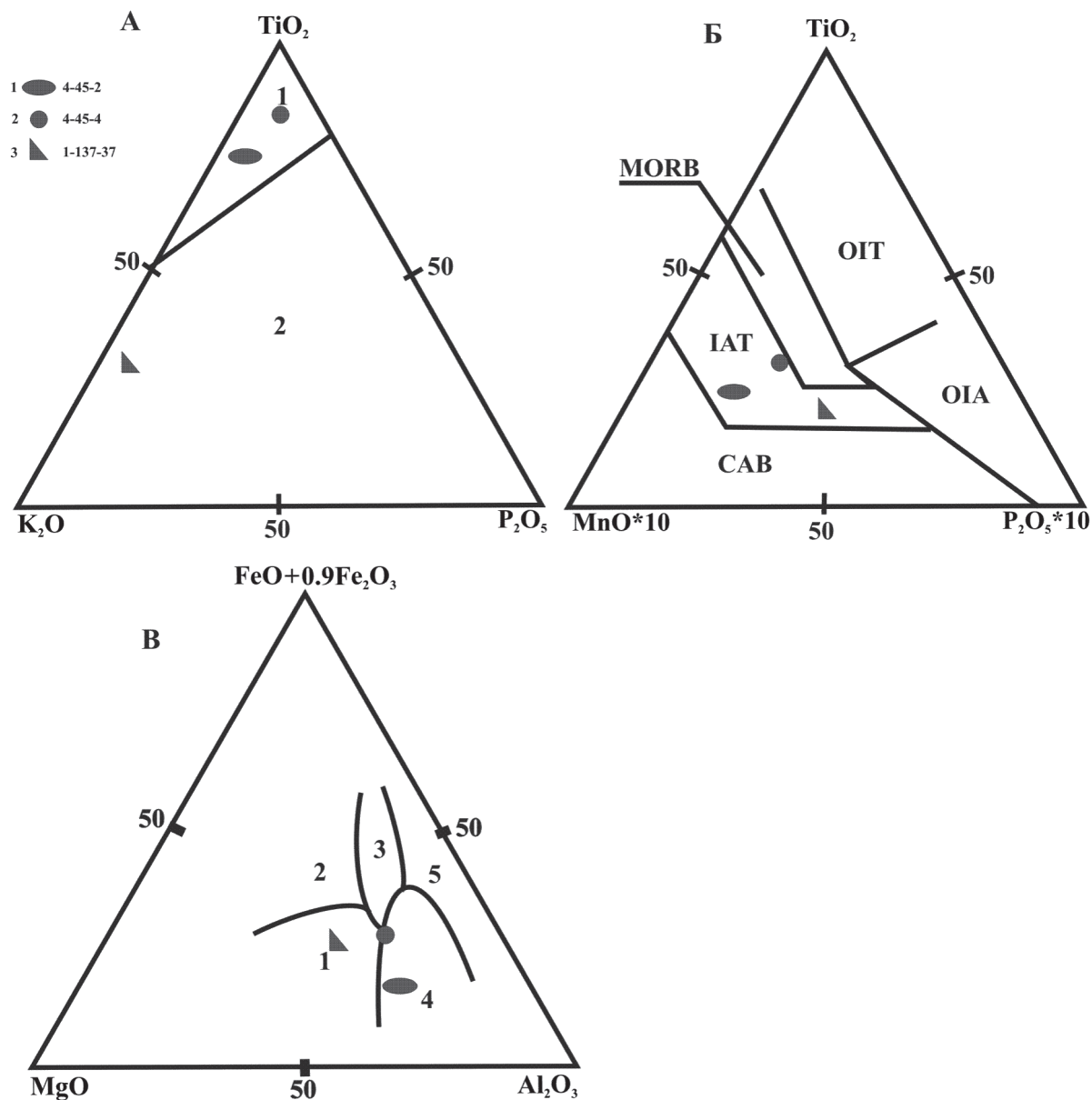


Рис. 9. Петрогеохимическая характеристика пород тоунгульской свиты.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: базальт (1, 2), бонибазальт (3).

Возраст, согласно «Легенде... 2009» [201], принят позднеордовикским–раннесилурийским на основе комплекса криноидей, установленного на листе Q-42-I, II. Мощность сядайской свиты в пределах листа – не более 400 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы

Тоупугольская толща (S_{1-2tp}) выделена по результатам ГДП-50 Собы-Ханмейской площади [174]. Отложения толщи вскрыты в естественных обнажениях по ручьям Соколиный, Ханмейшор и в двух карьерах строительного камня – карьер 14-го км (гора Тоупугол) и карьер 16-го км трассы Обская–Бованенково, а также отмечаются в скважинах и горных выработках. Общая площадь выходов менее 16 км².

Толща представлена вулканогенно-осадочными образованиями, слагающими большую часть территории Новогодненского рудного поля, участвуя в строении одноименной палеовулканической структуры. В состав включены вулканогенные образования базальт-андезит-базальтовой формации: лавы базальтов пироксен-плаггиоклазовых, бонибазальтов двупироксеновых и оливиновых, андезибазальтов плаггиоклазовых с линзами кремнистых алевролитов, их туфы.

Бонибазальты миндалекаменной текстуры, с гиалопилитовой, интерсертальной, пилотакситовой и микролитовой структурами основной массы, иногда гематитизированные. Пирокластические образования представлены туфами бомбовыми, лапиллиевыми и пепловыми, часто с обломками пемз обильно-мелкоминдалекаменных, иногда с микроперлитовыми витрокластами рогульчатой формы. Пирокластическая водноотложенная, иногда слоистая (пепловые туфы).

Вулканогенные образования переслаиваются и фациально сменяются по латерали с осадочными образованиями – конгломератами и гравелитами вулканомиктовыми и полимиктовыми пестроцветными, часто с обломками рифогенных известняков (внутриформационные размывы), песчаниками полимиктовыми, нередко известковистыми, алевропесчаниками известково-глинистыми, глинисто-кремнистыми с прослоями углеродисто-глинистых и алевролитов, банки органогенных известняков.

Отмечается ритмичное строение осадочных пачек, при этом мощности и состав отдельных ритмов, мощности пластов в ритмах (конгломерат–гравелит–песчаник–алевролит (алевропесчаник) не выдержаны. Так, в Тоупугольском карьере строительных материалов вскрыты 10 таких пачек общей мощностью 500 м [174, 176].

Характер контакта с подстилающими образованиями ханмейшорской толщи не установлен, верхняя граница проводится по основанию пачки конгломератов тоупугольегардской толщи.

Образования толщи в разной степени скарнированы, гидротермально изменены (хлорит-серицит-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-

кварц-серицитовые, хлорит-эпидотовые метасоматиты). В зоне контакта с интрузивными образованиями брекчированы, ороговикованы [164]. Нередко к прослоям тонкообломочных и карбонатных пород приурочена стратиформная сульфидная (пиритовая) минерализация.

Базальты характеризуются относительно высокими содержаниями кремнезема (>48%), глинозема (16–19%) и оксида кальция (10–13%), при низкой титанистости и содержании щелочей не более 3%. Магнезия повышена (7–8%), особенно в бонинитоподобных оливинсодержащих разностях (более 10%). Андезибазальты и андезиты петрохимически характеризуются высоким содержанием кремнезема (53–59%), глинозема (14–18%), при низкой титанистости (0,5–1%) и суммарной щелочности натрового типа менее 7%. При этом высокая щелочность, особенно содержание калия, связывается с метасоматическими преобразованиями (серитизация). Следует отметить несколько повышенную магнезиальность вулканитов среднего состава (до 4,5%). Геодинамические диаграммы Пирса (рис. 9) определяют базальты как породы, формировавшиеся в островодужных (наземных и субмаринных) условиях.

Поздневенлокско-лудловский возраст пород толщи установлен на основании находок фауны фораминифер, кораллов, брахиопод, криноидей, конодонтов в известняках, песчаниках, алевролитах и кремнях: *Botominella* cf. *sosvica* Petr., *Serginella* ex gr. *scabrura* Pron., *Cladopora* cf. *pubentis* Yan et, *Syndetocrinus bohemicus* Bouska, *Ambalodus* aff. *galerus* Wall., *Acodus* cf. *inornatus* (Ethington), *Distomodus*(?) sp. ind., *Plectospathodus* sp. ind., *Kockelella* sp. ind. и др. [174]. Мощность отложений – 1500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Янганапэйская толща (S₁–D_{1jn}) рекомендована при составлении «Легенды...» [200, 201]. Стратотипической местностью является хр. Янганапэ (лист Q-42-I, II) [20].

Отложения янганапэйской толщи развиты в северо-восточной части изученной территории, где фрагментарно прослеживаются в системе тектонических блоков с различным эрозионным срезом. Породы, слагающие описываемый стратон, представлены преимущественно базальтами, андезибазальтами и их туфами, присутствуют алевропесчаники, гравелиты, конгломераты.

Нижняя граница янганапэйской толщи достоверно не установлена ввиду тектонических соотношений. Верхняя граница обозначена подошвой лудловско-пржидольских кораллово-строматопоровых известняков в районе хр. Янганапэ.

Нижняя часть разреза представлена монотонными базальтами афировыми, реже мелкопорфировыми, обычно массивной текстуры. В подчинении находятся миндалекаменные разности. Породы лишены каких-либо признаков стратификации. Судя по грубым трещинам отдельности, вулканиты смяты неравномерно в систему сундучнообразных складок в сочетании с

участками пологого залегания. Выше по разрезу залегает пачка андезибазальтов, базальтов мелкопорфировых и андезитов массивного сложения с единичными линзами мелко-, среднеобломочных туфов.

Базальты – породы серого, темно-серого цвета. Фенокристы представлены роговой обманкой, в единичных случаях уралитизированным пироксеном и альбитизированным плагиоклазом. Характерно низкое содержание вкрапленников (10–15%). Структуры основной массы интерсертальные и микролитовые. Акцессорные минералы – циркон, апатит, титанит, магнетит. Миндалины в породах обычно мелкие (до 1 мм), округлой или четковидной формы выполнены кварцем, эпидотом, пренитом, серицитом, хлоритом, карбонатом.

Андезибазальты, андезиты имеют темно-зеленый цвет до черного. Текстуры массивные, реже брекчиевидные. Преобладают порфировые, сериально-порфировые, гломеропорфировые разности с выделениями роговой обманки, реже авгита, диопсид-авгита и плагиоклаза. Размеры вкрапленников – от 1 до 4 мм. Структуры основной массы интерсертальные, гиалопилитовые, пилотакситовые.

Вулканисты толщи подвержены неравномерной региональной пропилитизации. Вблизи контактов с интрузивами (верховья р. Яляяха) породы березитизированы и скарнированы. Пропилитизация выражается в насыщении вулканистов эпидотом, хлоритом, актинолитом, альбитом, кварцем, карбонатом. При этом базальтоиды приобретают зеленоватую окраску и пятнистые структуры.

На АФС участки развития базальтов отмечаются более темным тоном. Вулканические постройки выделяются по концентрическим линиям.

Физические свойства пород: основных вулканистов – плотность 2,72–2,73 г/см³, магнитная восприимчивость характеризуется большим интервалом: $440-1160 \times 10^{-6}$ ед. СИ. Особенности физических свойств находят отражение в физических полях. Образования толщи совпадают с эпицентрами и флангами положительных аномальных областей поля силы тяжести. Магнитное поле сложнопостроенное, знакопеременное, с большим количеством локальных аномалий.

Янганапейская толща сформирована при островодужном вулканизме, что подтверждается петрохимическими и геохимическими особенностями пород. Доминирующей является субфация текучих лав эффузивной фации; взрывчатая фация проявлена локально. Формирование толщи происходило в морских мелководных условиях и, частично, в субаэральных.

Породы комплекса на севере – лист Q-42-I, II по химическому составу соответствуют базальтам нормальной щелочности и относятся к натриевой, реже калиево-натриевой серии; умеренно- и весьма высокоглиноземистые, нормально- и низкокалиевые. По соотношению $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$ вулканисты приближаются к базальтам базальт-андезитовой формации; по диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{FeO}'-\text{MgO}$ – к толеитам, реже – известково-щелочным базальтам. Соотношение $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{Mg}$ отвечает базальтам островных дуг. На диаграмме К. С. Кондле вулканисты попадают в поле образований на

континентальной коре мощностью 20–30 км, что соответствует островодужным условиям [20].

Геохимический спектр базальтов из нижней (базальтовой) пачки и средней (андезибазальтовой) характеризуются аномальными содержаниями ($K_k > 2$) Ge, Cd, Ce, La, Rb, Bi, U, Au, Pt и повышенными концентрациями ($K_k = 1,5–2$) Y, Pd. Для «верхних» базальтов характерен более узкий спектр элементов, зафиксированы аномальные содержания V, As, Ag, Bi, Hf и повышенные концентрации Cu, Sc, Ga [133]. В пределах толщи выявлены точки минерализации и геохимические аномалии меди.

Возраст янганапэйской толщи принят ранне-среднесилурийским в соответствии с «Легендой...», 2009». Севернее изученного района (лист Q-42-I, II) в известняках выявлена лудловская фауна: *Stelodictyon iniguum* В о г о у а в л., *Tryplasma jakovlevi* (N i k o l.), на левобережье р. Большая Харута обнаружены криноидеи *Syndetocrinus* sp. и кораллы плохой сохранности предположительно нижнего силура. Мощность янганапэйской толщи – 1000 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы

Тоупугольегартская толща ($D_{1-2}tg$) впервые выделена при ГДП-50 Сось-Ханмейской площади [174]. Естественных разрезов на площади практически нет. Карбонатно-терригенные образования вскрыты горными выработками в районе горы Тоупугол [134] и скважинами, пробуренными на участках поисково-оценочных работ на стройматериалы [157, 174], а также в небольших карьерах строительного камня.

Толща представлена карбонатными и флишоидными породами, перекрывающими отложения тоупугольского стратона, и наиболее широко развитыми на северном фланге месторождения Новогоднее-Монто. На локальных участках на контакте тоупугольской и тоупугольегартской толщ отмечены коры выветривания мощностью 0,2 м [174]. В основании толщи залегают известняки органогенные серые и темно-серые битуминозные (40–50 м) с фауной эйфельского возраста, иногда по латерали сменяющиеся известняками белыми слоистыми и песчанистыми с маломощными (до 1 м), редкими прослоями алевропесчаников известково-глинистых. Выше залегают известняки органогенные белые и розоватые с участками брекчий известняковых и конгломератобрекчий с гематит-карбонатным и хлорит-карбонатным цементом (от 50 до 170 м). Известняки в свою очередь перекрываются алевролитами и алевропесчаниками ленточно-слоистыми вишневыми глинисто-кремнистыми (радиоляриевыми) и известковисто-глинистыми. Разрез толщи венчается песчаниками сероцветными слоистыми, местами развиты пачки ритмично переслаивающихся песчаников пестроцветных и сероцветных, алевролитов, алевропесчаников, полимиктовых конгломератов и гравелитов, в которых присутствуют обломки рифогенных известняков, андезитов, базальтов, туфов.

В известняках на северном фланге рудного поля месторождения Новогоднее-Монто местами отмечаются карстовые полости, чаще всего заполненные бурым суглинком с обломками известняков.

В светло-зеленых и вишневых гематитизированных известняках отмечены (скв. 155-1, глубина 53 м) прослой кремнистых радиоляритов со спикулами губок и с радиоляриями и конодонтами верхов тальтийского горизонта эмса (конодонтовая зона *Polygnathus costatus patulus*): *Entactinia poculigera* Sadr., *Ent. buribaica* [174]).

Возраст толщи (карпинский горизонт эмского яруса) определен на основании находок комплекса органических остатков: *Uralinella antiqua* L. Petr., *Stromatopora praelonga* Богоуав., *Clathrodictyella pulchra* Богоуав., *Stellopora barba* Богоуав., *Clathrocoilona abeona* Явор., *Favosites* cf. *regularissimus* Y an et, *Neostrophophyllum* cf. *antiquum* (S o s h k.), *Neophyma striata* S o s h k., *Ivdelina* cf. *ivdelensis* K h o d., *Cupressocrinites* cf. *kakvensis* M i l i c., *Lancicula alta* M a s l., *Litanaia mira* M a s l. и др. [157, 174]. Мощность отложений – 80–295 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские отложения осадочного чехла, распространенные в южной части территории, принадлежат к Приуральской структурно-формационной зоне Западно-Сибирской СФМО. Они с размывом залегают на дресвянистой коре выветривания пород палеозойского фундамента, либо непосредственно на самих породах и перекрываются четвертичными отложениями, суммарная мощность которых составляет от 100 до 230 м. В целом разрез мезозойских отложений представлен континентальными и морскими осадками, занимающими до 26% площади листа Q-42-VII, VIII.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения этой системы представлены корами выветривания и континентальными осадочными образованиями саранпаульской и ятринской свит.

Коры выветривания. Продукты раннемезозойского выветривания залегают в основании осадочного чехла, занимая значительные площади под континентальными и морскими осадками мезозойского и кайнозойского возраста. В погребенном состоянии коры выветривания вскрыты картировочными скважинами в южной и северо-восточной частях территории листа.

Продукты выветривания пород палеозойского фундамента были вскрыты в скважинах 3-бис, 13к Обского профиля [116, 143] и П-18, П-22 Подгорной партии [134]. Так, по скв. 3-бис в интервале глубин 246,5–252,3 м вскрыта кора выветривания, представленная пестроцветными зеленовато-желтыми, красными и охристыми, вязкими и жирными на ощупь глинами с примесью кварцевого песка и иногда гравия. Нижняя часть

разреза в интервале 252,3–264,0 м представлена интенсивно выветрелой породой и соответствует глыбово-щебнистой подзоне зоны дезинтеграции. Во всех скважинах продукты выветривания перекрыты угленосными осадками триаса и юры. Мощность коры выветривания – до 18 м.

На северо-востоке территории листа Q-42-VII, VIII погребенные коры выветривания были выявлены работами А. К. Афанасьева [105]. В скважинах Г-51, Г-75, Г-80 под четвертичными отложениями вскрыты коры выветривания пород основного состава, представленные зонами механического разрушения и выщелачивания. Продукты выветривания зафиксированы в линейных, трещиноватых зонах, имеющих крутые углы падения, с вертикальной мощностью от 0,4 до 6 м. Раннемезозойский возраст линейных кор выветривания принят условно и, как пишет А. К. Афанасьев, «косвенно подтверждается находками меловых, юрских и четвертичных форм пыльцы и спор в породах выветривания» [105].

К раннемезозойским продуктам выветривания относятся выявленные и закартированные авторами глинистые коры выветривания (линейно-тектонический тип) в бортах современной долины р. Харбей в районе проявления агата-халцедона Ягодное, с которыми пространственно связана указанная продуктивная минерализация, а также золото.

Средний–верхний отдел

Саранпаульская свита (T_{2-3sr}) выделена Б. Ф. Костюком [144] при геологической съемке масштаба 1:50 000 в бассейне р. Ятрия. На изученной территории вскрыта картировочными скважинами П-18, П-19, П-22 [134] в пределах Князьельской и Оксяшорской впадин и, вероятно, скв. 3-бис [116].

Свита представлена пестроцветными конгломератами, гравелитами, глинами, алевролитами пестроцветными с примесью гальки и гравия, песками с маломощными прослоями бурых углей. Породы залегают на дресвянистой, иногда каолиновой коре выветривания пород фундамента (скв. П-18) и перекрываются угленосными осадками (П-19) рэтского яруса. Основными особенностями образований свиты являются [134]:

- преобладание зеленоцветных, красноцветных и пестроцветных отложений над сероцветными;
- обломочный состав отложений, в том числе слабая сортированность, окатанность и полимиктовый состав обломков;
- слабая сцементированность пород, каолинит-гидрослюдистый, монтмориллонитовый состав глинистой компоненты;
- низкая встречаемость растительного детрита.

Возраст отложений установлен как средне-позднетриасовый на основании результатов спорово-пыльцевого анализа проб из скважин 18 и 19. В верхней части разреза в обеих скважинах были установлены *Diplezidaceae*, *Azonaletes*, *Leiotreiletes*, *Duplexisporites*, *Cheropteuria*, *Stenonotriletes*, *Ginkgoaceae*, *Coniferae*, *Pinaciae* и др. [134]. Мощность отложений свиты – 80 м.

Ятринская свита (T_{3jt}) слагает низы мезозойского разреза в Войкарском районе. В исследуемом районе отложения свиты вскрыты скважинами П-13, П-19 и П-22 [134] на глубинах от 182,8 м (П-19) до 297,6 м (П-22).

Отложения ятринской свиты в разрезе триаса четко отделяются от саранпаульских по литологическому составу, угленасыщенности и, особенно, окраске. Граница между свитами проведена по исчезновению в разрезах пестроцветных пород (скв. П-19) и сменой их сероцветными [134]. Образования свиты перекрываются осадками нижней–средней юры (скважины П-13, П-22), либо нижненеоплейстоценовыми отложениями марресальской свиты.

В разрезах они представлены сероцветным комплексом пород с пластами и пропластками бурого угля. К прибортовым частям впадин отмечено погрубение осадков и выклинивание угольных пластов. Состав свиты представлен переслаиванием аргиллитов сероцветных, алевролитов, песчаников и конгломератов, среди которых отмечаются стяжения сидерита и пласты бурых углей.

Отложения ятринской свиты являются наиболее угленосными в районе. Угли характеризуются лучшим качеством, повышенной калорийностью (по сравнению с юрскими углями) и могут представлять промышленный интерес.

Возраст ятринской свиты принимается поздне триасовым на основании находок в песчаниках и алевролитах свиты (скважины П-13, П-22) позднеюрских палинокомплексов, среди которых преобладают споры (56–63%): *Dictyophyllidites* (2–8%), *Dipteridaceae* (3–8%), *Duplexisporites* spp. (2–4%), *Cyathidites* spp. (3–17%), *Osmundacidites* (6–8%), *Leiotriletes* spp. (4–7%), *Clathropetris obovata* var. *magna* Tur.-K et. (2–4%), *Obtusisporites junctus* (K.-M.) Rosok. (1–2%), *Auritulina* spp. (1–13%) и др., также встречена пыльца: *Alisporites* (20–30%), *Piceapollenites* (20–30%), *Dipterella oblatinoides* Nal. (20–30%), единичные *Gnetaceaepollenites* sp., *Podocarpidites* sp., *Taenisporites* sp., *Cordaitales* sp. [201]. Мощность свиты – до 100 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Образования юрской системы представлены как континентальными, так и морскими осадками. Естественные границы между ними геологически невыдержаны. Верхние части разрезов вскрыты скважинами П-23, П-28, нижние – П-13, П-22, П-29 при проведении ГСР-50 [134], а также скважинами Обского профиля [116, 143]. Согласно «Легенде..., 2009» и схемам IV УрМСС, юрские отложения разделены на яныманьинскую, тольинскую, маурынинскую, лопсинскую и федоровскую свиты.

Нижний–средний отделы

Яны-маньинская свита (J_{1-2jm}) вскрыта скважинами П-13, П-29, П-22 Подгорной поисково-съёмочной партии [134]. Образования

свиты залегают с размывом на отложениях верхнего триаса или с угловым несогласием на породах фундамента и перекрываются отложениями марресальской свиты. Глубина залегания кровли от 107 до 193 м, подошвы – 166–229 м.

Разрез свиты представлен терригенными континентальными (угленосными) отложениями – переслаивание наклоннозалегающих косослоистых песков, песчаников кварц-лептохлоритовых серого цвета, песков и песчаников глауконитовых зеленых и зеленовато-серых, частью фосфоритсодержащих, алевролитов и аргиллитов углисто-лептохлоритовых, углистых серых и коричневых, тонкие линзы бурых углей.

Во всех изученных разрезах в нижней части отмечены частые прослои существенно кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов с хорошо окатанной кварцевой галькой, серых и белых с песчано-глинистым цементом, с тонкими углисто-глинистыми линзами, пластов бурого угля мощностью до 2,6 м, пласты и линзы лигнитов мощностью от 0,2 до 1,9 м. Согласно перекрывается отложениями тольинской свиты.

Возраст отложений устанавливается на основе спорово-пыльцевого анализа. По скв. П-22 были определены споры папоротниковых (до 13%): *Lycopodium* sp., *Neocalamites* sp., *Neocalamites punctata* Mal., *Selaginella* sp., *Cheiropleura* sp., *Ch. compacta* Volch., *Ch. congregata* Volch., *Onychium mplectiformis* K.-M., *Marattiaetae* gen. sp., *Osmundaceae* gen. sp., *Salvinia perpulchra* Volch. и другие [134]. Примерно в таком же объеме представлена пыльца голосеменных растений, таких как: *Bennettites* sp., *Ginkgoaceae* gen. sp., *Podocarpus* sp., *Podozamites* sp., *Agathys* sp., *Paleoconiferus* sp., *Protoconiferus* sp., *Protopinus* sp., хвойные древнего облика (*Cordaitina*), *Pinaceae* gen. sp., *Pinus* sp., *Azonoletes* sp.

Мощность свиты, по оценкам разных исследователей, – до 60 м.

Тольинская свита (J₂l) зафиксирована скважинами П-23 и П-28 в Князьельской впадине при проведении ГСР-50 [134]. Нижние части разреза не были вскрыты. Тольинская свита согласно залегают на отложениях яныманьинской свиты и с размывом и незначительным угловым несогласием перекрывается мелководно-морскими осадками маурыньинской свиты.

Вскрытый скважинами разрез характеризуется терригенными угленосными отложениями лагун. В кровле свиты – песчано-гравийно-галечный слой с кварцевой галькой и прослоями углистых аргиллитов, на котором с размывом залегают морские отложения маурыньинской свиты. Разрез представлен наклонно залегающими (до 5°), косослоистыми серыми песками и песчаниками кварц-лептохлоритовыми, аркозовыми, реже – известковистыми, с редкой окатанной кварцевой галькой и валунами, с прослоями углистых аргиллитов и алевролитов, с остатками флоры и тонкими линзами бурого угля и лигнита.

Возраст тольинской свиты – байос–средний келловей – определяется согласно «Легенде...», 2009». Мощность свиты – до 50 м.

Средний–верхний отделы

Маурыньинская и лопсинская свиты нерасчлененные ($J_{2-3}mr-lp$). Морские отложения маурыньинской и лопсинской свит на Геологической карте выделены единым литокомплексом.

Маурыньинская свита ($J_{2-3}mr$) является переходной от континентальных к морским образованиям. Отложения свиты в качестве отдельного подразделения выделены в 1974 г. В. П. Ереминым [134] по результатам изучения разрезов по скважинам П-23 и П-28.

Разрез свиты однотипен и представлен морскими горизонтально-слоистыми алевролитами лептохлоритовыми кремово-серыми с обломками створок пелеципод, с мергелевыми, карбонатными и марказитовыми конкрециями. В основании – пласт кварцевых косослоистых песков с обломками бурых углей в нижней его части.

Верхние части разрезов содержат редкие раковины пелеципод и рostrы белемнитов плохой сохранности. На Обском профиле [116, 197] к осадкам этого уровня можно отнести вскрытые скважинами 6, 11 и 12 аргиллиты, аргилитоподобные глины с прослоями алевритов и конкрециями известняков. Здесь, в основании свиты залегают черные аргилитоподобные тонкослоистые глины с присыпками и тонкими прослойками сероцветных слюдистых алевритов. Верхняя граница свиты согласная с отложениями лопсинской свиты.

По находкам фауны возраст этих отложений установлен как верхне-оксфордский [116]. Здесь в частности были установлены аммониты – *Cardioceras* cf. *zietane* (Ranill), *Amoeboceras* cf. *alternans* (Buch.), *Pachyteuthis* cf. *panderi* (Orb.), *Cylindrotheutis* sp., а также раковины моллюсков – *Astarte* sp., *Pecten* sp., *Lima* sp. и белемниты группы *Pictonia*. Комплекс фораминифер представлен *Haplophragmoides* sp., *Involutina*(?) sp., *Dentalina* sp., *Werneulina* sp., *Recurrsoides disputabilis* Dain, *Ammobakulites* off. *multiformis* Dain и др. По находкам фораминифер, определенных в лаборатории ЗапСибНИГНИ, возраст отложений нижней части разреза свиты определен как келловейский. Мощность свиты – 20–40 м.

Лопсинская свита (J_3lp) закартирована при изучении разрезов скважин П-23 и П-28 [134]. Отложения свиты без видимого перерыва залегают на породах маурыньинской свиты и перекрываются (скв. П-23) четвертичными образованиями, а по скв. П-28 – осадками волжского яруса. Нижняя граница установлена по появлению в разрезе тонколистоватых бурых глин, типичных для маурыньинской свиты, а верхняя – по появлению алевролитов и аргиллитов.

Разрез представлен морскими переслаивающимися, горизонтально залегающими алевролитами лептохлоритовыми темно-серыми, глинами уплотненными оливково-зелеными, зеленовато-серыми, иногда буровато-серыми слюдистыми, участками тонкослоистыми, в кровле – фосфоритсодержащими, черными битуминозными глинами с ходами илоедов и обломками аммонитов, белемнитов и пелеципод; содержат редкие известковистые конкреции.

Фаунистические остатки (скв. 28) представлены *Ammoedoceras* sp. indet., *Ammoedocera kitchini* Solf., *Astarte* sp. indet Juv., фораминиферами – *Reinhondella liapinensis* Dain., *R. lopsiensis* Dain., *Lenticulina crioaeformis* Wish., *L. compressaformis* Paalz., *L. semipellucida* Dain. и другими, более редкими видами [134].

Кимериджский возраст устанавливается по определениям фауны аммонитов и пелеципод. Мощность отложений – до 40 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Федоровская свита (J_3 – K_1fd) установлена бурением в скважинах Обского профиля [116, 197] и севернее скв. П-28 Подгорной ПСП [134]. Данные образования согласно залегают на породах лопсинской свиты и с разрывом перекрываются нижненеоплейстоценовыми отложениями марресальской свиты.

По сравнению с подстилающей лопсинской свитой, они характеризуются преобладанием в разрезе алевритов и алевролитов.

Разрез представлен переслаиванием морских горизонтально залегающих песков и слабоустойчивых песчаников лептохлоритовых и глауконитовых, фосфоритсодержащих серо-зеленого цвета, местами с грубой косою слоистостью, с прослоями глин, аргиллитов, алевролитов и алевритов оливкового и черного (битуминозные) цвета, с редкими прослоями гравия и гальки, глинистых конкреций. Часто встречаются обломки белемнитов и флоры.

Волжский возраст установлен по фораминиферам, определенным Н. П. Вячкилевой. В разрезе (скв. П-28) были установлены характерные для волжского яруса: *Ammobaculites haplophragmioides* Furs. et Pol., *Am. labythnangensis* Dain., *Am. fontinensis* (Terg.), *Recurvoides stschokuriensis* Dain., *Haplophragmoides? infracretaceus* (Mjatl.), *Hapl. ex gr. volgensis* Mjatl., *Haplophragmium elongatum* Dain., *Trohammina annae* Lev., *Tr. misinovi* Lev., *Spiroplectamina vicinalis* Dain., *Dorothia tortuosa* Dain., *Reinholdella voliaensis* Dain. и др. [134].

В скважинах 11 и 12 Обского профиля [116, 197] в глинистых отложениях верхней юры И. Ф. Дубровской и В. И. Левиной был определен менее обширный, но близкий по составу комплекс фораминифер. Кроме того, С. С. Павловой указывалось на находки радиолярий. В пробах из скв. 11, в интервале глубин 319,9–297 м были установлены роостры белемнитов: *Pachyteuthis abbreviate* Meller, *P. garadischensis* Gustoui, *Cylindroteuthis rosenovi* Gustoui. Мощность отложений – 40 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Харосоимская и уласынская свиты объединенные (K_1hr+ul). Морские отложения харосоимской и уласынской свит на геологической карте показаны нерасчлененным литокомплексом. Отложения

свит были полностью пересечены скв. 11 Обского профиля [116, 143], пробуренной в 2 км северо-восточнее горы Лабытнанги на глубинах 199,5–280,5 м. Кроме того, они были вскрыты скв. 19 Гидропроекта вблизи южной рамки площади листа Q-42-VII – на о-ве Карантинский.

Нижнемеловые образования без видимого стратиграфического несогласия залегают на образованиях фёдоровской свиты (по данным скважин) и перекрываются межледниковыми среднеледниковыми отложениями. В целом на площади трансгрессивно перекрывают все нижележащие отложения.

Породы представлены в основном алевритистыми глинами светло-зеленовато-серой, реже зеленовато-серой окраски, содержащими редкие прослои алевритов и, местами, конкреции известняков. По своему строению толща несколько неоднородная. В нижней своей части (интервалы глубин 278–281 м по скв. 11) она сложена темно-серыми алевритистыми, слюдистыми плотными, обывковенно неслоистыми или нечетко слоистыми глинами, в которых отмечались пиритизированные растительные остатки, фауна пеллеципод, гастропод, аммонитов. Верхняя часть разреза представлена глинами зеленовато-серыми до оливково-серых с конкрециями и единичными прослойками серого известняка.

Минералогически эти отложения различаются несколько большей сульфидизированностью пород в низах разреза и существенно более высокими содержаниями сидерита (до 46% в тяжелой фракции) в верхней подтолще.

Отложения свит датированы макро- и микрофаунистически. Нижняя граница берриасского яруса (скв. 11 Обского профиля, глубина 280,5 м) четко отбивается по появлению *Haplophragmoides infracretaceous* Mjatl.; верхняя (менее четкая) определена по присутствию большого количества *Glomospira* aff. *gaultina* (Berthelin) и *Pseudolamarekina tatarica* (Ronni), *Verneuilina* sp., *Trochammina* sp., [116, 197], *Glomospirella* sp. ind., *Valanginella tatarica* [95].

Возраст объединенных харосоимской и уласынской свит определен верхами берриаса–низами готерива, согласно «Легенде..., 2009». Вскрытая бурением мощность – 80 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения в пределах изучаемой территории развиты повсеместно. Характер их распределения и мощность находятся в прямой зависимости от морфологии погребенного и современного рельефа. Максимальной мощности (230 м) рыхлые отложения достигают в наиболее крупных структурно-тектонических впадинах зоны озерно-ледниковой равнины и на левобережье долины р. Малая Обь.

На территории листа преобладают континентальные образования аллювиального, пролювиального, лимно-палюстринного генезиса; широко развиты образования склонового ряда. В низких предгорьях и переуглуб-

ленных долинах высоких предгорий распространены ледниковые, озерно-ледниковые, ледниково-морские, морские и аллювиально-морские отложения. Значительные участки по бортам речных и троговых долин, водораздельные гребни, отпрепарированные гряды на плоских водоразделах, как в горной части района, так и в зоне педимента, сложены коренными породами, склоновыми и гляциогенными образованиями. Расчленение четвертичных образований произведено в соответствии с Легендой Полярно-Уральской серии листов ГК-200/2 и Легендой Западно-Сибирской серии листов ГК-1000/3.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Нижнее звено неоплейстоцена на территории работ представлено континентальными и бассейновыми (озерными(?), морскими) образованиями, сформировавшимися в период максимальной трансгрессии Ямальского морского бассейна, проникавшего далеко на юг и на запад в пределы горной страны. Расчленение толщи осадочных пород проводилось предшественниками достаточно детально, вплоть до выделения толщ, горизонтов и пачек [105, 119]. Отложения нижнего неоплейстоцена находятся в погребенном состоянии и вскрываются только скважинами [116, 134] на глубинах ниже современного уровня океана, поэтому показаны только на разрезе и в схемах соотношений четвертичных образований.

Аллювиально-морские и морские образования марсальской свиты (*am, mImr*) распространены в восточной и юго-восточной частях территории в области перехода от горно-складчатого Урала к Западно-Сибирской равнине. Подошва отложений свиты располагается ниже уровня моря – от 50 до 60 м [126]. Образования свиты вскрыты скважинами «Главгидропроекта» в районе г. Салехард, на Обском профиле в районе горы Лабитнанги на левобережье р. Малая Обь [116], при поисковом бурении в верховьях руч. Тоупугол [134], а также в среднем и нижнем течении р. Лонготъёган (скважины Г-56, Г-59, Г-62 [105], К-6, К-7, К-8 [169]), в верховьях рек Большой и Малый Сандибей [105] и р. Харасавэйяха (скважины В-34, В-35 [119]). Они повсеместно залегают ниже современного эрозионного вреза на породах фундамента или мезозойских образованиях и перекрываются ледниково-морскими отложениями среднего неоплейстоцена.

Свита представлена глинами алевритистыми, алевритами, реже песками, приуроченными к низам и верхам разреза. Характерна хорошо выраженная тонкая слоистость, обусловленная чередованием алевритов и глин. Отложения свиты достаточно четко выделяются в разрезе осадков по хорошей степени отсортированности материала.

В большинстве разрезов выделяются три пачки. Пачка «а» (нижняя) представлена алевритистыми глинами зеленовато-серой, буровато-серой и темно-серой окраски, иногда пылеватыми, плотными, реже пористыми неслоистыми или (редко) горизонтально-слоистыми, а также глинистыми

алевритами аналогичного цвета, редко песками. Они содержат от 1 до 15% галечного и гравийного материала, обломки угля, глауконит, вивианит, растительные остатки.

Пачка «б» (средняя) сложена преимущественно песками аркозовыми, реже алевритами серой до светло-серой окраски, мелкозернистыми с тонкой горизонтальной слоистостью, постепенно переходящими сначала в суглинки с прослоями тонких песков, а затем в глины. Последние, как правило, неслоистые, иногда комковатые; содержат небольшое количество гравия, редкие гальки и валуны средней и хорошей окатанности, представленные уральскими породами – габброидами, гранитами, гранитогнейсами, кварцитами, реже серпентинитами и эпидозитами.

Завершает разрез сравнительно маломощная (7–12 м) пачка «в» (верхняя) глин и супесей серого, зеленовато-серого цвета, плотных до аргиллитоподобных, редко пластичных, горизонтально-слоистых. Супеси – плотные, однородные, бесструктурные, оскольчатые породы, содержащие до 10–15% хорошо окатанного гравия и гальки.

В минеральном составе отложений первых двух пачек преобладают смешаннослоистые образования и каолинит, изредка бейделлит, алевритов и песков второй пачки – кварц, полевые шпаты и альбит. Тяжелая фракция представлена эпидотом, цоизитом, амфиболами (роговая обманка, актинолит, тремолит), пироксенами, оливином, титанитом, брукитом, апатитом, глаукофаном, ильменитом, магнетитом, хромшпинелидами, рутилом, лейкоксеном, ставролитом, цирконом, турмалином. Аутигенные минералы представлены сидеритом, марказитом, пиритом, окислами и гидроокислами железа. Преобладают гипергенно неустойчивые и слабоустойчивые минералы. Выход тяжелой фракции варьирует от 1 до 7% в глинах пачки «а» и 1–3% в песках пачки «б» [105].

В песках пачки «б» (скв. В-34) установлены фораминиферы салемаляского комплекса: *Cassidulina* sp., *C. inflat* Gudina, *C. teretis* Tappan, *Elphidium* sp., *Elphidium subclavatum* Gudina, *E. clavatum* Cush., *E. incertis* (Williamson), *Protelphidium orbiculare* Brady, *Nonion* sp., *Melonis* sp. и др., а также тонкие известковые раковины неопределимых моллюсков, а также спикулы губок [119]. В. И. Гудина этот бореально-арктический комплекс выделяет в зону *Milionella pyriformis* и относит к тобольскому межледниковью. Указанный комплекс фаунистических остатков свидетельствует о солености вод морского бассейна, близкой к нормальной, с придонными температурами 0° до +2 °С.

Для спорово-пыльцевых комплексов, выделенных из пород нижней пачки («а») марресальской свиты, характерно преобладание пыльцы древесных растений (береза древовидная, ольха, кедр, пихта, ель) над травами (полыни, лебедовые), папоротниковыми и мхами.

Возраст отложений марресальской свиты устанавливается по данным микропалеонтологических остатков как нижнеэоценовый. Выделенный комплекс фораминифер, по мнению В. И. Гудиной [119], свидетельствует о понижении солености морской воды в период накопления песков, повышении глубины бассейна (до 100–150 м) и отрицательных

температурах. Климат в целом был мягче современного. Ландшафтная обстановка близка к лесотундре.

Согласно Легенде Западно-Сибирской серии листов ГК-1000/3, по геологическим соотношениям, геолого-геоморфологической позиции, данным микрофаунистических, палинологических и литологических исследований предшественников описанные образования отнесены к марресальской свите. Мощность свиты в пределах листа – до 79 м.

Среднее звено неоплейстоцена

Среднее звено неоплейстоцена на территории представлено сложно построенным комплексом ледниковых и ледниково-озерных образований самаровского и тазовского горизонтов, получивших практически повсеместное распространение в зоне сочленения Уральской СФЗ и Западно-Сибирской СФО.

Ледниковые образования самаровского и тазовского горизонтов нерасчлененные (gIIsm-tz) характеризуются широким распространением на изученной площади. Они с разрывом залегают на марресальских отложениях раннего неоплейстоцена или на скальных породах фундамента и перекрываются с разрывом аллювиально-морскими казанцевскими отложениями или ханмейской мореной. Границы кровли обычно приурочены к высотам 240–250 м; положение подошвы колеблется в пределах абс. выс. 230–240 м в горной части и 40–50 м ниже уровня моря во впадинах.

В юго-западной части листа, в бассейнах рек Большой и Малый Ханмей, Тоупугол и долине р. Обь описываемые образования вскрыты скважинами Обского профиля [116] и большим количеством поисковых скважин [113, 134] в интервалах глубин от 43,5 до 222,5 м (максимальная мощность по скв. П-28 [134]). На юго-востоке территории эти образования вскрыты скважинами 7-К и 9-К Сангомпанского профиля в интервалах 113–148 м и 130–166 м соответственно [169]. В северо-восточной части территории описываемые образования установлены в большинстве скважин, пробуренных в бассейнах рек Лонготъёган, Большой и Малый Сандибей, к югу и юго-востоку от оз. Порцелор.

В составе толщи преобладают суглинки, глины комковато-оскольчатые, алевроиты зеленовато-серой и темно-серой окраски, пески тонкозернистые серые и зеленовато-серые. В основании толщи, как правило, залегают слои валунно-галечных отложений мощностью от 2 до 6,5 м. Обломочный материал представлен диоритами, гнейсами, кварцем. Исследователями отмечается сложность строения толщи, невыдержанность прослоев по мощности, фациальная и литологическая изменчивость толщи по вертикали и в латеральном направлении. Как отмечает А. В. Цымбалюк, разрез толщи даже в соседних скважинах литологически может разительно отличаться [197].

По литологическим признакам толща делится на три пачки, при этом нижняя и верхняя пачки содержат до 30–40% обломочных включений и относятся к типичным ледниковым образованиям (моренам) [197], а средняя, рассматриваемая как ледниково-озерная [105], их практически лишена.

Пачка «а» встречается во всех разрезах впадин, располагаясь наиболее близко к поверхности в горной части (скв. Г-42 [105]), при мощности до 15 м. Отложения существенно глинистые и алевритовые с обязательным присутствием разноокатанного обломочного материала (15–60%). В основании пачки нередко отмечается базальный галечно-валунный слой мощностью 1–3 м (Г-32, Г-37, Г-47, Г-48) [105]. Валуны, как правило, мелкие, хорошо- и среднеокатанные, с преобладанием по составу габброамфиболитов, гипербазитов и кварцитопесчаников, указывающих на преимущественный снос обломочного материала с гор на равнину. Наиболее полный разрез толщи вскрыт (скв. Г-90) на левом берегу р. Лонготъёган [105].

В гранулометрическом составе глин преобладают частицы фракции < 0,01 мм (67,8–99,5%), при подчиненном количестве фракции 0,01–0,1 мм (4,5–22,0%). Эти же фракции преобладают в алевритах: < 0,01 мм – 59,8%, 0,01–0,1–39,8% и 0,1–0,25 мм – 0,4%.

Пачка «б» сложена серыми алевритовыми глинами, глинистыми алевритами и мелкозернистыми песками. Отложения, как правило, горизонтально-слоистые, лишены обломочных включений или содержат их в незначительном количестве. Характерной их особенностью является ритмичность в чередовании слоев глинистого и алевритового состава, отражающая изменения фациальной обстановки осадконакопления, как литоральные, так и сезонные. В обнажениях на р. Малый Сандибей вблизи границы с отложениями ханмейской морены часто отмечаются жилки ископаемого льда. Палеонтологические и палинологические остатки аналогичны таковым в пачке «а». Мощность отложений – от 5 до 40 м.

Пачка «в», залегая с размывом на пачках «а» и «б», приурочена к пограничной зоне горного Урала и Западно-Сибирской низменности. Литологически пачка представлена серыми и желтовато-бурыми глинами, алевритами, суглинками и песками с различным (20–60%) содержанием гальки, гравия, дресвы, щебня, валунов и глыб. Петрографический состав кластитов разнообразный и представлен преимущественно уральскими породами. Максимальный размер валунов 1–1,5 м. В пачке «в» самый высокий выход тяжелой фракции, но при значительном преобладании гипергенно-неустойчивых минералов. Мощность пачки «в» составляет 4–5 м (скважины Г-34, Г-90) [105].

Минеральный состав отложений всех трех пачек сравнительно однообразен. В легкой фракции преобладает кварц (75–96%), полевые шпаты (11–21%), слюды (0–2,8%). В тяжелой фракции, выход которой очень мал и не превышает 1%, преобладают минералы группы эпидота (23–41%), амфибола (15–24%) и магнетит (17–25%). В небольшом количестве отмечаются: пироксены, ильменит, гематит, хромшпинелиды, рутил, титанит, циркон и апатит; в единичных зернах установлены хлорит, оливин, кианит, андалузит, силлиманит, пирит, корунд, шпинель, сидерит. Кроме того, некоторыми исследователями отмечается частое присутствие глауконита и обломков углей [105, 124]. Очевидно, что вещественный состав самаровской и тазовской морен формировался за счет материала как коренных пород фундамента вдоль западной границы ледника, так и подстилающих досреднеплейстоценовых осадочных образований на востоке.

Фаунистические остатки в отложениях северной части площади встречаются часто, но в небольших количествах и, как правило, имеют низкую степень сохранности. В керне скважин и обнажениях в долине р. Лонготъёган И. А. Фоминой и Э. И. Лосевой были установлены спикулы губок, панцири диатомей, акритархи, единичные раковины фораминифер. Последние представлены формами широкого возрастного диапазона и единственным видом, который появляется в разрезе среднего неоплейстоцена и является, по определению И. А. Фоминой, *Retroelphidium* cf. *hyalinum* (W o d n.) [148]. Кроме того, в отложениях горизонта «б» были установлены *Dentalina* sp., *Pissurina marginata* (M o n t), *Elphidium clavatum* C u s h., *Virgulina concavea*, а в низах разрезов – *Cassidulina islandica* N o v. и др. в комплексе с солоноватоводными диатомеями [197].

Большая часть диатомовых, среди которых установлены и пресноводные виды, по мнению Э. И. Лосевой, принадлежит к дочетвертичным (от меловых до миоценовых) комплексам и характеризуется плохой сохранностью, что дало основание считать их переотложенными [148]. Наиболее часто встречаются следующие виды: *Paralia subcata* (E h r.) K u t z., *Aulacosira* типа «*prae*», *Coscinodiscus* spp., *C. payeri* G u n., *Stephanodiscus* spp. и др. Разнородность и плохая сохранность органических остатков не позволяют сделать возрастные и генетические выводы, тем не менее, исследователями предполагалось, что возраст отложений соответствует тазовскому–сынчуговскому горизонту [148].

В спорово-пыльцевых комплексах доминируют споры (42–57%), пыльца трав и кустарничков (12–31%), доля пыльцы кустарников и древесных пород составляет от 16 до 42%. Пыльца древесных пород представлена древовидной березой и елью, в единичных зернах – сосной, лиственницей; в составе кустарничков установлены ольховник, кустарниковая и карликовая береза. В составе пыльцы трав преобладает осока, гвоздичные, сложноцветные, злаки и ксерофиты (маревые и полыни), отмечена пыльца эфедры (*Ephedra*). Среди спор доминируют споры зеленых и сфагновых мхов, много спор папоротников и лесных плаунов (22%), среди которых отмечены *Lycopodium clavatum* L., *L. cjmplanatus* L., *L. annotinum* L., *L. selago* L.; единично присутствуют споры тундрового плауна *Lycopodium pangena* L a P u l. и папоротника *Botrychium boreale* (F r.) M i l d e. Переотложенные формы, преимущественно палеогенового возраста, составляют 56–90%.

На основании распространения, условий залегания, петрографических, гранулометрических и минералогических особенностей предполагается, что накопление пород пачки «а» и «в» происходило в условиях ледниковья [105, 197]. Аккумуляция пачки «б» – в приледниковом водоеме подпрудного типа [4]. По представлениям предшественников, формирование толщи в целом происходило в крупном мелководном водоеме типа Обской Губы [197].

Спорово-пыльцевые спектры отражают существование в это время лесотундровых ландшафтов в условиях климата более холодного, чем современный [105, 197].

Согласно «Легенде...», 2009», возраст толщи принимается среднеоплейстоценовым по положению в разрезе ниже уверенно датированных

отложений казанцевского горизонта [201]. ОСЛ-датировки, приведенные для алевроито-глинистых ритмов п-ова Ямал и р. Нижняя Обь, составляют 197–192 тыс. лет (Назаров, 2010). Косвенным подтверждением этому служат находки микрофауны и результаты спорово-пыльцевого анализа. Максимальная мощность отложений – 80 м.

Верхнее звено

Верхнее звено неоплейстоцена представлено полигенными морскими и континентальными образованиями всех четырех ступеней, характеризующими последовательную смену обстановок осадконакопления в периоды потепления (первая и третья ступени) и похолодания климата (вторая и четвертая ступени). Осадочные образования верхнего неоплейстоцена в соответствии с региональной стратиграфической шкалой разделены на четыре горизонта: казанцевский (стрелецкий), ханмейский (ермаковский), каргинский (невьянский) и полярноуральский.

Образования этого возрастного уровня широко представлены на территории и образуют почти сплошной покров переменной мощности в пределах равнинной части. В горной зоне поздненеоплейстоценовые отложения составляют основу долинных гляциальных, флювиогляциальных и аллювиальных комплексов. Литологическое разнообразие разрезов, изменчивый характер структурно-текстурных особенностей отложений, состав и плохая сохранность палеофаунистических и палинологических комплексов часто затрудняют определение их генезиса.

Первая ступень

Отложения казанцевской толщи получили развитие в основном в зоне педиплена Уральской СФЗ и в равнинной части территории. Верхняя граница в большинстве разрезов располагается на абс. отм. +70–80 м, нижняя – плюс 20 м. На поверхности обнажаются в карьерах (Ханмейское, Долинное и другие месторождения ПГС) и редко, благодаря эрозии, экспонируются на современной поверхности.

Аллювиально-морские, морские образования казанцевской толщи (am,mIIIkz) распространены в восточной части территории и прерывистой полосой протягиваются вдоль восточной окраины педиплена. Их выходы наблюдаются на участках, прилегающих к водоразделам, в пределах абс. отм. 55–60 и даже 70 м. На большей части площади они перекрываются ханмейскими ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями, обнажаясь местами в цоколе надпойменных террас в долинах наиболее крупных рек: Лонготъёган, Юньяха, Большой и Малый Сандибей [169, 119, 105, 148], Харбей, Малый и Большой Ханмей, Обь, руч. Тоупугол [134, 197, 116]. Подошва свиты залегает на абс. отм. от 18 до 50 м, понижаясь в долине р. Обь до 8 м. Наибольшей мощности (80 м) отложения толщи достигают на сопредельной территории в районе Ханмейского водозабора [163].

Толща представлена преимущественно кварцевыми песками среднезернистыми алевритистыми, в меньшей степени – алевритами, супесями, глинами. Однако при хорошей узнаваемости казанцевских песков, разрезы толщи в разных частях территории и даже в пределах одного участка характеризуются неоднородным литологическим и гранулометрическим составом, обусловленным фациальными переходами. Окраска отложений серая, светло-серая, иногда с желтоватым, зеленоватым или синеватым («сизым») оттенками. Отложения характеризуются горизонтальной, волнистой и косой слоистостью. Наиболее полные разрезы вскрыты скважинами на юге территории, в бассейне рек Малый и Большой Ханмей, руч. Тоупугол [116, 146, 163].

Гранулометрический состав отложений характеризуется широкой изменчивостью. В составе песков преобладают фракции 0,1–0,25 мм (в среднем 62%) и 0,01–0,1 мм (23%), в то время как фракция <0,01 мм составляет не более 5%; гранулометрический состав алевритов также варьирует от глинистых до песчаных: фракция <0,01 мм – 11,6–54,0%; 0,01–0,10 мм – 44,0–64,5%; 0,1–0,25 – 0,0–27,0%; 0,25–0,5 мм – от 0 до 10,4%; 0,5–1,0 – от 0 до 0,8%; до 0,4% составляет доля фракции +1,0 мм. Глины алевритистые характеризуются примерно равным соотношением фракций < 0,01 мм (11,3–54,0%) и 0,01–0,1 мм (44,6–64,5%), при небольшом количестве фракции 0,1–0,25 мм (0–27,0%).

В минеральном составе легкой фракции преобладает кварц, реже встречаются полевые шпаты, светлые слюды, обломки пород, глауконит. В тяжелой фракции доминируют минералы групп амфиболов, эпидота, граната. В значительных количествах в отдельных пробах установлены ильменит, рутил и гематит, реже отмечаются пироксены, ставролит, дистен, силлиманит, андалузит, апатит, циркон, магнетит, марказит, пирит, хромит, сидерит, самородное золото. Последнее в бассейне руч. Тоупугол установлено в значительном количестве, что послужило основанием для проведения поисковых работ [113].

В выделенных спорово-пыльцевых спектрах преобладают древесные и кустарниковые виды: береза, ольха, ива, лещина, липы, люпина, вересковых. Менее постоянной является пыльца восковника, ореха, граба, бука, каштана, дуба, вяза, лебедовых, клена, кипрея. А. И. Бочарникова, выполнившая спорово-пыльцевой анализ, отмечает большое сходство СПК описываемых отложений с пелитолитами, выходящими по р. Щучья и вскрытых скв. № 3, пройденной на уч. Речная Аномалия [119].

В породах толщи обнаружен достаточно обильный комплекс казанцевских фораминифер: *Proteacidites unicus*, *Liquidambar* sp., *Onagaricites* sp., *Diervilla* sp., *Exstratropollenites acinonus* A g r. (in litt), *E. medianus* A g r. (in litt), *E. menzezi* (B o l c h) M a r t (in litt), *E. medestus* B a t s c h., *E. attritus* A g r. (in litt), *E. paulus* M a r t (in litt), *Triorites morosus* B a t s c h. (in litt). В песках встречаются раковины морских моллюсков, усконогих раков и остатки фораминифер, доказывающие эстуарно-морской (морской) генезис отложений. Находки морской фауны известны в бассейне р. Щучья [119].

Результаты диатомового анализа демонстрируют смешанную флору диатомовых, представленную единичными верхнемеловыми видами:

Stephanopykis schulzii stein, *Pikilla eretacea* Jouse; палеогеновыми – *Melosira sulcata* var. *Siberica* grun., *Coscinjdiscus Moelleri* A. S., *C. radiates* Enr., *Stephanopykis firris* var. *intermedia* grun., *Trinacria pileolus* Enr., *Pikilla gracilis* Temp et Forti., *P. oligocaenica* Jouse., *Grunowiella gemmata* (Grun) v. h. и др. Кроме меловых и палеогеновых видов часто встречаются древние пресноводные формы: *Melosira prae-islandica* (O. Mull) Jouse, *M. Prae-granulata* [(Ehr Ralfs)] Jouse и др., характерные для миоцена–плиоцена Западной Сибири [18].

Стратиграфическим аналогом отложений, возможно, являются байдарачские и щучьинские слои, описанные севернее изученной территории [20, 119], а также морские пески зверевской свиты Гыданского полуострова (Назаров, 2011).

Палеонтологические, спорово-пыльцевые и литологические особенности отложений свидетельствуют о накоплении осадков толщи в условиях постепенного мелющего морского бассейна, более теплого, чем современные арктические моря. На суше в этот период господствовали мелколиственные леса с незначительной примесью хвойных пород [105].

Возраст отложений определяется по фаунистическим остаткам. Косвенным подтверждением являются результаты радиоуглеродного датирования, произведенного М. С. Долотовым с соавторами для разрезов казанцевской толщи на п-ове Ямал, в долине р. Луча-Яха, – 47 650 лет (Долотов и др., 1981).

Мощность толщи – до 80 м.

Вторая ступень

Ханмейская морена (gIII_{hn}), рассматриваемая как продукт покровного зырянского оледенения, слагает обширные участки холмисто-западного рельефа, а также протяженные гряды различной ориентировки в зоне педимента и ледниково-озерной равнины в долинах рек Лонготъёган, Ханмей, Юньяха, Харбей, Ханмей и других водотоков.

Как правило, отложения ханмейского времени подстилаются на севере территории моренами среднего неоплейстоцена, на остальной части – морскими, аллювиально-морскими осадками казанцевской толщи или залегают непосредственно на коренном фундаменте. Самое высокое положение моренной гряды (270 м) зафиксировано на левом берегу руч. Яршор.

В большинстве разрезов, по данным бурения [105, 119], ледниковые образования представлены серыми, зеленовато-серыми оскольчатыми и валунными глинами, суглинками с прослоями серого пылеватого до тонкозернистого песка и гравия, с щебнем, редкими валунами и галькой. Обломочный материал представлен преимущественно кварцем и кварцитовидными породами, реже базальтоидами и сланцами, на севере площади листа в значительных количествах присутствуют обломки базитов и ультрабазитов. В ряде обнажений и в скважинах были зафиксированы пласты и линзы подземного льда на глубинах 5–7 м, 20–25 м и 60–65 м. В составе ханмейской морены преобладает глинистый материал; подчиненную роль играют валуны, щебень, гравий и пески. Цвет породы серый,

буро-серый, коричневато-серый. Обломочный материал характеризуется плохой и весьма неравномерной сортированностью, и преимущественно слабой, реже средней окатанностью, большим количеством «слабых» сапролитизированных зерен. В основании разреза залегают комковатые глины с включениями валунов, гальки и гравия. Разрез обычно заканчивается глинами или суглинками. Для пород характерна комковато-осколчатая структура, подчеркиваемая пятнистой окраской, обусловленной пропиткой ее гидроокислами железа. Часты разнонаправленные жилки и прожилки льда. Обломочный материал представлен жильным кварцем, диоритами, метаморфическими породами, мелкозернистыми песчаниками серой и лиловой окраски.

Ханмейская морена хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках по однообразному ребристо-полосчатому фотоизображению со сравнительно плавными переходами между темными и более светлыми неровно ограниченными полосками, веерообразно расходящимися от вершин возвышенностей, подчеркивая склоны гляциогенных морфоскульптур. Фототон уплощенных вершин моренных холмов серый с мелкоочечно-пятнистым шагреновым фотоизображением.

Гранулометрический состав отложений характеризуется широкой изменчивостью. Согласно данным А. В. Цымбалюка [197], в составе суглинков пелитовая фракция ($-0,01$ мм) составляет 52,4–56,8%, 0,01–0,1 мм – 7,5–50,2%, 0,1–0,25 мм – до 6%, 0,25–0,5 мм – 1,2–8,9%, 0,5–1,0 мм – 0–2,5% и +1,0 мм – 0,6–4,7%. В районе Ханмейского месторождения глин состав суглинков более однородный. На фракцию $-0,01$ мм приходится от 52 до 73%, при колебаниях доли фракции 0,01–0,1 мм в пределах 27,7–39,0%. В гранулометрическом составе глин доминируют фракции крупности менее 0,1 мм ($-0,01$ мм – 72%, 0,01–0,1 – 28%).

В минеральном составе отложений преобладают минералы легкой фракции (полевые шпаты, кварц); тяжелую фракцию составляют минералы групп граната, амфибола, хлорита, гематит, реже пироксен, эпидот, ильменит, титанит, хромшпинелид, циркон, рутил, турмалин; в очень небольших количествах присутствуют пирит, сидерит, монацит, вивианит.

В глинах и алевритах, пограничных с казанцевскими песками, выделен бедный спорово-пыльцевой комплекс, включающий единичные зерна пыльцы сосны, карликовой березки (доминирует), вересковых и кустарничковых растений, споры зеленых и сфагновых мхов, плаунов и папоротников, обрывки диатомовых водорослей, споры грибов [105, 119, 197], свидетельствующих о холодном аридном климате и тундровых ландшафтах. Кроме того, при поисковых работах на месторождении Новогоднее-Монто в 2002 г. были найдены бивни и зубы мамонта, хранящиеся в Геологическом музее Уральского государственного горного университета.

Возраст отложений определяется относительно подстилающих их фаунистически датированных отложений казанцевской толщи, а также по аналогии со смежными регионами, в соответствии с результатами радиоуглеродного анализа детрита. К северу от площади листа, на правом берегу р. Щучья, ниже устья р. Хейха под каргинскими озерно-аллювиальными песками с возрастом по C^{14} в $23\ 640 \pm 190$ лет (ЛУ-1040) обнажаются

суглинки бурые землистые с редкими обломками кристаллических пород [18]. Максимальная мощность отложений – 93 м.

Ханмейские флювиогляциальные образования (fIII_{hn}) получили развитие в равнинной части территории, преимущественно в низовьях наиболее крупных рек: Ханмей, Харбей, Лаптаеган, в среднем течении Лонготьёгана, а также Большой и Малый Сандибей, Малый Харбей. Они слагают преимущественно гряды (озы) и холмы высотой до 15–18 м, ориентированные в направлении стока ледниковых вод, большей частью на юго-восток и юго-запад. К востоку от слияния рек Харбей и Лаптаеган образуют широкий (до 2,5–3 км) широтно ориентированный прерывистый шлейф протяженностью около 25 км, четко выделяющийся на АФС и спектрональных космоснимках.

Холмы и гряды сложены главным образом песками разнозернистыми полимиктовыми, суглинками, супесями, редко алевритами серой, желтовато-серой и светло-серой окраски, с примесью галек и валунов. Для отложений характерна слабая сортировка обломочного материала, сгруженность обломков с образованием гнезд и линз, реже пропластков и прослоек мощностью до 0,5–1,2 м. Слоистость обычно не наблюдается, но иногда (левобережье рек Лонготьёган, Лаптаеган, Харосаим) отмечается нечеткая тонкая горизонтальная, косая диагональная или перекрестная слоистость. В разрезах часто отмечаются прослои льда или льдистых пород, иногда встречаются древесные обломки, обугленные растительные остатки.

Флювиогляциальные отложения, слагающие бугры, холмы и гряды, на АФС выделяются по серому однородному фототону и ровному рисунку.

Гранулометрический состав флювиогляциальных песков отличается значительными колебаниями объема составляющих его фракций: менее 0,01 мм – 2–23%; 0,01–0,1 мм – 23–50%; 0,1–0,25 мм – 6–16,3%; 0,25–0,5 мм – 5,3–17% и 0,5–1,0 мм – 14–40%.

Минеральный состав отложений, несмотря на весьма низкий выход тяжелой фракции, многообразен. В тяжелой фракции преобладают магнетит, гранат, эпидот, амфиболы, пироксены, гематит, ильменит, монацит, циркон, апатит, в меньших количествах отмечены: хромшпинелид, оливин, пирит, гётит, лейкоксен, титанит, рутил; в единичных знаках – шпинель, ставролит, кианит, андалузит, хлорит, золото, молибденит.

На юге территории с описанными флювиогляциальными образованиями связаны месторождения гравия и песчано-гравийных материалов.

Возраст отложений принимается условно, на основании геоморфологической позиции, установленных соотношений с аллювием второй надпойменной террасы, датированных по комплексу органических остатков и радиоуглеродным методом. Мощность отложений – до 50 м.

Ледниково-озерные образования (lgIII_{hn}) выделяются в верхах разрезов гляциогенных осадков и устанавливаются в пределах долин и на междуречных пространствах. Они залегают как на ханмейских флювиогляциальных образованиях, так и на казанцевских аллювиально-морских песках. Кровля их располагается на отметках от 50 до 60 м, в некоторых случаях – до 80 м и выше. Наиболее широко распространены в северо-восточной части территории (истоки рек Юньяха, Яляяха, в районе

слияния рек Лонготъёган и Юньяха), а также на юго-востоке (в бассейнах р. Ханмей и руч. Тоупугол).

Отложения представлены безвалунными суглинками и глинами, часто ленточно-слоистыми серыми, зеленовато-серыми, иногда с линзами и прослоями мелкого гравия и окатанных обломков древесины. Характеризуются наличием тонкой и грубой горизонтальной, местами косой слоистости. Контакт с подстилающими казанцевскими отложениями эрозионный и обычно четкий. Перекрываются лимническими осадками позднего неоплейстоцена, реже голоцена.

На востоке площади ледниково-озерные отложения являются рельефообразующими и формируют террасовидные площадки, осложненные многочисленными термокарстовыми впадинами в приводораздельной части склонов речных долин.

На АФС отложения хорошо дешифрируются по характерному пятнистобугристому светло-серому фототону, над выровненными площадками по белому шагренеподобному рисунку склонов холмов.

Для ленточно-слоистых глин характерны спорово-пыльцевые спектры тундрового типа, что позволяет отнести их к началу вюрмского оледенения [18].

Возраст отложений определен по их залеганию в верхах разреза ледниковых образований с признаками как частичного размыва последних, так и фациального перехода между ними, а также последующему размыву позднелепистоценовыми водотоками и вложенному характеру второй надпойменной террасы.

Мощность отложений – до 20 м.

Третья ступень

Аллювий II надпойменной террасы (а²III) развит фрагментарно вдоль наиболее крупных водотоков района – рек Щучья, Лонготъёган, Харбей, Ханмей. Ширина террас обычно составляет десятки метров, иногда достигая 300 м. Поверхность террасы располагается на абс. отм. от 16 до 26–28 м в долине р. Обь, до 40–45 м – на ее притоках. Высота террасы над урезом воды – 9–12 м. Террасы, как правило, эрозионно-аккумулятивные, редко – цокольные. В горной части площади (р. Лонготъёган) терраса примыкает к скульптурной террасе, сложенной позднелепистоценовыми (ханмейскими) флювиогляциальными отложениями, местами – непосредственно к коренному склону. На равнинной части территории (реки Щучья, Лонготъёган) терраса врезана в ханмейские ледниковые образования. Предшественниками отмечены фациальные переходы в верхнелепистоценовые озерно-аллювиальные отложения [105, 197].

Аллювий представлен песками, гравийно-галечно-валунными слабоглинистыми отложениями; с поверхности часто перекрыт маломощным (до 1,5 м) слоем торфа.

На АФС надпойменные террасы второго уровня дешифрируются в виде ограниченных уступами выровненных площадок со старицами, озерами, реликтами древних русел и выделяются по светлому ровному фототону.

В крупных речных долинах иногда отмечается рисунок полигональных грунтов, наблюдаются заросли кустарника и лиственный лес.

В составе тяжелой фракции аллювиальных отложений преобладают минералы магнитной и парамагнитной фракций – магнетит, амфиболы, гранаты, эпидоты, ильменит, гематит, иногда пироксены; в немагнитной фракции доминируют: рутил, циркон, дистен (кианит); в подчиненных количествах присутствуют: титанит, апатит, силлиманит, сульфиды (пирит, халькопирит), корунд, топаз, шеелит, берилл и др. Золотоносность отложений устойчивая, но низкая и обычно не превышает 20–80 мг/м³.

По данным диатомового анализа из керна скважин, в отложениях установлен комплекс пресноводных и пресноводно-солонатоводных видов водорослей, среди которых наиболее часто встречаются *Stautoneis anceps*, *Pinnularia mesolepta*, *P. borealis*, *P. viridis* var. *Intermedia*, *Cymbella amphicepala*, *Cocoonelis placentula* var. *englupta*. Э. И. Лосевой также были отмечены представители переотложенных меловых и палеогеновых родов [105].

Позднеплейстоценовый возраст отложений принимается по геоморфологической позиции и фаунистическим находкам, сделанным предшественниками, кроме того, из перекрывающих отложений с прослоями торфа в бассейне нижнего течения р. Щучья были получены радиоуглеродные данные в 7630 ± 110 лет и 6140 ± 80 лет [18]. Мощность отложений – до 25 м.

Озерно-аллювиальные образования (IaIII) каргинского межледниковья наибольшее распространение получили на северо-востоке и юге листа в пределах Приобской озерно-аллювиальной аккумулятивной равнины. Подстилающими породами для них являются ханмейские ледниковые и ледниково-озерные, реже казанцевские морские и аллювиально-морские отложения.

Отложения представлены песками серыми, преимущественно кварцевыми с косой, волнистой или диагональной слоистостью. В основании обычно фиксируется базальный горизонт, сложенный разнотельными песками с галькой и мелкими валунами мощностью от 0,1 до 1 м. Отмечаются послойные включения растительного детрита и древесные остатки. Галька в основном хорошоокатанная; состав разнообразный, с преобладанием интрузивных и метаморфических пород.

Минеральный состав достаточно многообразен, в основном присутствуют породообразующие минералы – амфиболы (роговая обманка, актинолит, тремолит), пироксены, эпидоты, реже гранаты. В тяжелой немагнитной фракции преобладают дистен, апатит и циркон.

Отложения характеризуются лесными спорово-пыльцевыми спектрами, в которых основной объем составляют хвойные – ель, сосна, кедр, присутствует также пыльца лиственницы, пихты и березы [134, 119]. Так, в озерно-аллювиальных отложениях в районе устья р. Юньяха (скважины Г-74 и Г-75) [105] среди хвойных пород преобладает *Picea* sp., реже встречается пыльца *Pinus silvestris*, среди лиственных – *Betula* sect. *Albae* и *Alnus*. Переотложенные формы отсутствуют. Подобный состав СПК, характерный для каргинского горизонта, свидетельствует о том, что во время

формирования осадков территория была покрыта смешанными елово-сосново-березовыми лесами, а климат был умеренно холодным.

Возраст принимается поздненеоплейстоценовым по геолого-геоморфологической позиции, наличию характерного спорово-пыльцевого комплекса, положению в разрезе и соотношениям с датированными отложениями второй надпойменной террасы и перекрывающими поздненеоплейстоценоголоценовыми озерно-болотными образованиями. Для последних имеются радиоуглеродные данные 7630 ± 110 лет и 6140 ± 80 лет. Мощность отложений – до 15 м.

Четвертая ступень

Морены полярноуральского горно-долинного оледенения развиты в горной части территории в виде отдельных моренных гряд и полос в бортах троговых долин рек Лонготъёган, Большой Харбей, Большая Няравеча и др., а также формируют шлейфы различной площади вокруг подножий возвышенностей в среднегорной зоне современного рельефа. Наиболее крупный шлейф ледниковых образований картируется в долине р. Лонготъёган от южной окраины массива Харчерузь до устья руч. Яршор, где эти образования формируют холмисто-грядовый моренный ландшафт общей площадью более 60 км².

По литологическому составу и характеру формируемого рельефа выделяется два основных субгенетических типа морен – краевая ($g_k Шри$) и основная ($g_o Шри$).

Полярноуральская краевая морена ($g_k Шри$) четко выделяется по аэрофотоснимкам и в рельефе в районе устья руч. Яршор и далее к северу, через долину р. Лонготъёган к южной оконечности горы Масло. Тело краевой морены своими краями загибается в сторону гор. В восточной части ее выделяется цепочка небольших по протяженности гряд, выгнутых на восток вниз по долине р. Лонготъёган, а к северо-западу от края ледника на расстоянии 2 и 4 км располагаются еще две моренные (осцилляционные) гряды, подчеркиваемые дугообразными цепочками холмов и остаточных ледниковых озер. Естественным препятствием для ледника, сформировавшего морену, очевидно, явился выступ габброидов субмеридионального простираения и протяженностью около 7 км, возвышающийся на 7–10 м над современной поверхностью краевой морены.

В верхней части краевая морена сложена светло-серыми разноразмерными песками с большим количеством плохоокатанного гравия, галек и валунов (до 40–50%) полимиктового состава, слагающих прилегающие борта долины р. Лонготъёган. В составе обломочного материала преобладают основные и ультраосновные породы. Мощность краевой морены, по данным бурения, – от 15 до 25 м. Отложения остальной части краевой морены представлены суглинками, глинами и супесями буровато-коричневыми, буровато-темно-серыми с щебнем, валунами, глыбами и линзами жильного льда. Содержание грубообломочного материала достигает 10%. Размер валунов и обломков от 5–10 см до 1–3 м в поперечнике. Обломочный материал представлен исключительно местными породами.

Усредненный гранулометрический состав отложений представляется в следующем виде: фракция $-0,01$ мм составляет 40,2–56,8%, $0,01-0,1$ мм – 17,5–53,3%, $0,1-0,25$ мм – до 9%, $0,25-0,5$ мм – 1,5–6,0%; $0,5-1,0$ мм – 0–2,5% и $+1,0$ мм – 0,6–6,2%.

Полярноуральская основная морена ($g_0\Pi pu$) в рельефе выражается менее контрастной пологохолмистой и слаборасчлененной поверхностью, иногда с цепочками озер вдоль обоих склонов долины р. Лонготъёган. В других речных долинах ледниковые образования, отнесенные к основной морене, сохранились в виде редких холмов высотой до 4 м, располагающихся как на плечах троговых долин, так и по краям долинного комплекса флювиальных осадков.

Литологический состав основной морены в целом близок к конечноморенным образованиям, отличаясь главным образом более низкой окатанностью обломочного материала (преобладают щебень, дресва и глыбы) и его меньшей глинистостью. Минеральный состав отложений разнообразен и определяется большей частью составом морены, формировавшимся в основном за счет пород фундамента, слагающих склоны речных долин в их истоках и на пути движения ледника. Описанные образования В. К. Хлебниковым (1952 г.) были отнесены ко второй (сопкейской) стадии зырянского оледенения. Возраст отложений определяется по максимальному числу примыкающих к нему аллювиальных террас, в данном случае – одной, что соответствует полярноуральскому (сартанскому) времени. Мощность отложений – до 25 м.

Полярноуральский флювиогляциал ($f\Pi pu$) имеет сравнительно небольшое распространение, слагая задровые поля, шлейфы и отдельные конусы выноса, обычно приуроченные к долинообразным понижениям, унаследуемым современными водотоками (реки Лонготъёган, Ханмей, Харбей, руч. Яршор). Флювиогляциальные образования развиты в верхних и средних отрезках горных долин и в западной части зоны предгорий на выс. отм. от 90 до 380 м. В большинстве случаев они слагают конусы выноса из устьев каров, нивально-экзарационных ниш полярноуральского времени, протяженные скульптурные террасы по долинам наиболее крупных водотоков в зоне кряжа.

Наиболее обширные по площади ареалы распространения этого типа отложений закартированы в бассейне рек Лонготъёган, Большой Харбей, Большой Ханмей. В горной зоне флювиогляциальные образования связываются фациальными переходами с аллювием первой надпойменной террасы [105].

Отложения представлены гравийно-галечными образованиями, дресвяниками с глыбами, супесями. В составе присутствуют самые разнообразные фракции, содержания которых часто находятся в примерно равных соотношениях. Характерна низкая степень сортировки обломочного материала, сгруженность обломков с образованием линз, гнезд крупных обломков, хаотически, но достаточно равномерно распределяющихся по разрезу. Часто отмечаются прослойки льда, иногда встречаются древесные обломки, обугленные растительные остатки, шишки, торф. Петрографический состав обломочного материала соответствует породным комплексам местного

окружения. В составе немагнитной фракции часто отмечается повышенное содержание циркона, а в электромагнитной – граната и эпидота. Золотосодержание весьма слабая, знаковая.

В долинах правых притоков р. Лонготъёган и руч. Яршор описываемые породы слагают отдельные холмы и гряды, хорошо выделяющиеся на АФС в виде различной формы пятен светло-серого и белого фототона.

Возраст отложений принимается условно на основании геоморфологической позиции (по числу врезанных в них аллювиальных террас) и установленных соотношений с аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы, датированными по комплексу органических остатков и радиоуглеродным методом.

Мощность отложений – до 10 м.

Верхнее звено неоплейстоцена–голоцен

К верхнему неоплейстоцену–голоцену отнесены склоновые образования, формировавшиеся при участии процессов гравитационного и гравитационно-криогенного перемещения обломочного материала по склонам, а также аллювиальные отложения первой надпойменной террасы и озерно-болотные образования.

Расчленение склоновых отложений проведено по литологическому составу и геоморфологической позиции. Нижняя возрастная граница всех склоновых образований, в связи с отсутствием палеонтологических и геохронологических данных, принимается по геологическому соотношению с фаунистически охарактеризованными аллювиальными отложениями надпойменных террас и ледниковыми комплексами позднего неоплейстоцена. Формирование склоновых отложений продолжается в настоящее время.

Аллювий I надпойменной террасы (a¹III–Н) наиболее широко развит в бассейнах крупных и средних водотоков. Поверхность террасы ровная плоская, часто заболоченная. Ширина террас в горной части площади обычно составляет первые десятки метров, в низовьях рек Харбей, Ханмей, Лонготъёган – до 300 м, а в долине р. Обь – 1–1,5 км. Относительные превышения над урезом воды – от 10 м (на наиболее крупных притоках) до 16 м (по р. Обь).

Отложения террасы, как правило, вложены в позднеоплейстоценовые флювиогляциальные (в горной части), ледниково-озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (на равнине). Тыловой шов террасы обычно перекрывается склоновыми образованиями.

Террасы аккумулятивные, сложены супесями, песками, гравийно-галечным материалом с примесью растительных остатков. В горной части района, особенно в верховьях рек, аллювиальные отложения представлены валунниками, галечниками, гравийниками, песками, иногда глинами. Окатанность обломочного материала различная, часто присутствуют щебень и дресва. Песок крупнозернистый полимиктовый, преобладают кварц, обломки пород. В зоне педимента и на равнине отложения в разрезе

становятся более однородными, лучше сортированными, повышается окатанность обломочного материала, снижается выход тяжелой фракции.

Минеральный состав аллювия характеризуется значительным разнообразием. В тяжелой фракции наиболее распространенными минералами являются гранат, амфиболы, эпидот, пироксен, хлорит, магнетит, ильменит, гематит, рутил, титанит, апатит, циркон, дистен, пирит; второстепенные минералы – лейкоксен, анатаз, барит, силлиманит, андалузит, пирофиллит, монацит, халькопирит, галенит, церуссит, самородное золото.

Золотоносность отложений неустойчивая и в целом невысокая, но повышается на отрезках долин вблизи проявлений коренного золота (среднее течение р. Харбей, р. Лонготъёган), где возможно обнаружение россыпей.

Согласно «Легенде...», 2009» и РСС (Унифицированная..., 2000), с учетом геоморфологической позиции, а также данных палинологического и радиоуглеродного датирования для рек севера Западной Сибири, которое составляет 10,1–6,3 тыс. лет [65], возраст отложений первой надпойменной террасы принимается поздненеоплейстоцен-голоценовым (сартанским).

Мощность аллювиальных отложений – до 15 м на притоках и до 39 м в долине р. Обь.

Лимно-пальюстринные (озерно-болотные) образования (IрIII–Н) пользуются широким распространением, особенно на востоке площади, где они располагаются на разных геоморфологических уровнях, выполняя котловины площадью от десятков до нескольких тысяч квадратных метров на поверхности полигенных (ледниковых, озерно-аллювиальных и аллювиальных) поздне-неоплейстоценовых отложений. Большая их часть имеет, по-видимому, термокарстовое происхождение. Реже они занимают присклоновые понижения в тыловой части первой надпойменной террасы на отмерших участках речных долин. Представлены торфом, глинами и алевритами темно-серой или коричневой окраски.

Возраст озерно-болотных отложений принимается условно как верхне-неоплейстоцен-голоценовый, исходя из их геоморфологической позиции и установленных соотношений с аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы, датированных по комплексу органических остатков и радиоуглеродным методом. Мощность отложений – до 3 м.

Проллювиальные и делювиальные образования (р,dIII–Н) получили распространение преимущественно в пределах предгорной равнины, формируясь в истоках боковых притоков всех наиболее крупных рек на ранней стадии заложения и развития современной речной сети (после отступления покровного ледника). Они слагают днища и, отчасти, выполненные склоны балок и сухих логов в зоне предгорий и представлены песками, суглинками, дресвяно-щебнистыми отложениями, супесями. При совмещении с коллювиальными образованиями создаются конусы выноса мощностью до 2,5–3 м. Площади наиболее крупных из них достигают 2×2 км (реки Ханмей, Большой и Малый Харбей, Лаптаеган, Лонготъёган).

Возраст определяется условно по геоморфологической позиции и соотношению с отложениями первой надпойменной террасы, с которыми устанавливаются фациальные взаимопереходы. Мощность отложений достигает 15 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,sIII–Н) широко развиты на склонах переменной крутизны в пределах кряжа и предгорий. Отложения представлены суглинками, алевроитами песчанистыми и глинистыми с мелким щебнем и дресвой, реже с плохоокатанными гальками и валунами. Содержание обломков изменяется от 10 до 50%. Литологический состав образований в значительной мере зависит от состава местных коренных пород. На крутых склонах (более 30°) часты оползни.

На АФС эти отложения выделяются по характерному пестрому параллельно-полосчатому фотоизображению серых тонов, обусловленному частым чередованием тонких длинных полос (темных и более светлых), ориентированных вниз по склону долин рек и ручьев и по радиусу от вершин возвышенностей к их подножиям.

Позднеплейстоцен-голоценовый возраст образований принимается согласно геолого-геоморфологической позиции по отношению к датированному аллювию первой надпойменной террасы и флювиогляциальным отложениям полярноуральского времени. Мощность делювиальных и солифлюкционных отложений достигает 3 м.

Коллювиальные и десерпционные образования (с,drIII–Н) развиты на крутых и отчасти средней крутизны склонах горных хребтов, моделированных экзарационными и эрозионными процессами в течение среднего неоплейстоцена–голоцена. Они представлены глыбами, щебнем, дресвой с суглинистым, супесчаным заполнителем.

Позднеплейстоцен-голоценовый возраст отложений принимается согласно геолого-геоморфологической позиции по отношению к датированному аллювию первой надпойменной террасы и флювиогляциальным отложениям полярноуральского времени. Мощность – до 5 м.

Делювиально-десерпционные образования (ddrIII–Н) – широко развитый тип склоновых образований, покрывающий склоны средней крутизны в горной части территории. Отложения представлены суглинками с дресвой и щебнем, супесями. Их генезис определяется совместным действием гравитационных и криогенных процессов, что обуславливает постепенное, медленное перемещение обломочного материала вниз по склонам.

Возраст отложений принимается по соотношению с делювием, с которым они связаны едиными геологическими и фаціальными условиями образования.

Мощность отложений – до 6 м.

Коллювиальные образования (сIII–Н) получили распространение как в горной части территории, так и в зоне педимента. В последнем случае они обычно приурочены к неравновесным участкам долин с глубоким (5–30 м) врезом последних в коренные породы фундамента. Как правило, они формируют небольшой ширины, но часто протяженные лентообразные шлейфы у подножий коренных склонов. Представлены глыбово-щебнисто-дресвяными отложениями, сформировавшимися за счет местных пород. Количество заполнителя и мощность отложений в целом увеличиваются по направлению к подножию хребтов с образованием бугров высотой до 8 м.

Возраст принимается условно по налеганию на аллювиальные комплексы первой надпойменной террасы и современные пойменные образования. Мощность образований – до 8 м.

Делювиальные образования (dIII–Н) наиболее широко развиты на территории и слагают склоны различной крутизны обширных междуречных пространств. Фациально переходят во все типы склоновых образований, вплоть до флювиальных (пролювий). Представлены преимущественно суглинками щебнисто-дресвяными буровато-серой и коричневой окраски с глыбами местных пород.

Мощность делювия у подножий склонов достигает 5 м.

Элювиально-десерпционные образования (edrIII–Н) – наиболее широко развитый генетический тип склоновых отложений. Они покрывают обширные пологие склоны водораздельных пространств, как правило, окаймляющих элювиальные образования, формируя широкие каменные моря и потоки (курумы).

В составе преобладают глыбово-щебнисто-дресвяные образования с незначительным количеством суглинка и глины. Размеры и форма глыб, так же как и в элювии, подчинены составу субстрата.

Согласно «Легенде...», 2009», возраст принимается условно по геоморфологической позиции и фациальному переходу в делювиальные и элювиально-делювиальные образования, с которыми они связаны в зависимости от характера склонов. Мощность – до 3 м.

Элювиальные и делювиальные образования (e,dIII–Н) широко развиты на водораздельных пространствах во всех геоморфологических зонах, кроме озерно-аллювиальной аккумулятивной равнины.

Отложения представлены щебнем преимущественно средней размерности, угловатыми и угловато-окатанными глыбами пород коренного субстрата. Заполнитель суглинистый, реже – супесчаный. Размер глыбового материала колеблется в широких пределах, достигая максимума до 1,5–2 м в поперечнике. По фотоизображению они близки к элювиальным образованиям, отличаясь отсутствием однородности, большей пестротой и более темным фототонном. Мощность отложений – до 3 м.

Элювиальные образования (eIII–Н) выделены на выположенных площадках водораздельных пространств, обычно совпадающих с реликтами древних поверхностей выравнивания и по бортам водотоков в виде полос и пятен неправильной формы, различных размеров.

Литологический состав элювия – глыбово-щебнисто-дресвяный. На прочных метаморфических и магматических породах (кварцитопесчаники, кварциты, риолиты, долериты, гипербазиты и др.) образуется «грубый» элювий с большим содержанием крупнообломочного материала, на слабоустойчивых (сланцы различного состава, песчаники и т. п.) – более мелкий щебнисто-дресвяный. Коренные выходы в пределах описываемых отложений представлены денудационными останцами, тумпами, литоморфными грядами и уступами.

Элювиальные развалы над коренными выходами домезозойских пород на АФС дешифрируются по белому, светло-серому, серому, довольно

однородному фототону, над интрузивными и метаморфическими породами – перистым, прерывисто-полосчатым линейно-вытянутым рисунком. В пределах залесенных участков (среднее течение рек Лаптаеган, Харбей, Малый и Большой Ханмей) элювий выделяется по белесоватости и относительно более светлomu фототону.

Позднеплейстоцен-голоценовый возраст принимается условно, согласно «Легенде...», 2009». Мощность описанных образований не превышает 3 м.

Голоцен

Морена каровых ледников (gH) установлена в большинстве каров и нивальных карообразных воронках подзоны среднегорного альпийского рельефа на западе площади (бассейны верховьев рек Большой Ханмей, Большой и Малый Харбей). Они представлены в основном небольшими по размеру (до 50 м в поперечнике) телами и формируют невысокие холмы, валы и хаотичные скопления перед краем современных ледников и многолетних снежников. Представлены щебнем, глыбами с дресвой и суглинками в качестве заполнителя. Сортировка материала современных морен плохая, окатанность обломков очень слабая или отсутствует, что отличает современные морены от полярноуральских. Мощность морен достигает 7 м.

Озерные образования (H) слагают низкие террасы крупных озерных впадин, а также днища современных озерных ванн. Современные донные осадки озер – это преимущественно глины синие-зеленые и тонкозернистые пески с горизонтальной слоистостью за счет прослоек (1–3 мм) тонко распыленного растительного детрита. Отложения подстилаются как палеозойскими (участки пляжа), так и верхнеплейстоценовыми образованиями. Мощность озерных отложений – до 3 м.

Болотные (палюстринные) образования (pH) пользуются значительным распространением в северо-восточной и восточной частях площади, являясь вложенными в образования ледникового, озерно-ледникового, озерного или аллювиального генезиса. Отложения представлены суглинками песчанистыми бесструктурными, вязкими, супесями с прослойками и линзами алевритов и песков, а также линзами торфа мощностью 0,3–1,5 м (истоки р. Халятальбей). В них обнаружены слабообугленные древесные стволы диаметром 8–10 см. В поверхностных частях болотные отложения нередко представлены голубовато-серыми илами.

Образования хорошо дешифрируются на АФС, особенно на фоне делювиально-солифлюкционных отложений и морен, выделяясь по белому, светло-серому фототону с характерным пестрым, контрастным, изрезанным фоторисунком, обусловленным многочисленными черными пятнами над озерами и ямами, а также по обилию причудливо извилистых тонких черных и белых линий над ложбинами стока, ручьями и протоками. Над торфяниками фоторисунок пятнистый мелкоячеистый, напоминающий полигональные грунты. Границы полей развития этих отложений резкие и четкие.

По данным А. К. Афанасьева [105], в торфяных прослоях определены голоценовые спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием древесных пород и сфагновых мхов, а также несколько холоднолюбивых видов диатомовых водорослей. Последние представлены пресноводными родами, среди которых преобладают *Pinnularia*, *Navicula*, *Eunotia*, *Cymbella* и в единичных количествах присутствуют *Eragiaria*, *Tabellaria*, *Ephitemia*, *Comphonena(?) Stauroneis*, указывающие в совокупности на формирование осадков в заболачивавшихся водоемах со стоячей или медленно текущей водой.

На основании стратиграфического положения и флористических определений для рассматриваемых образований принимается голоценовый возраст. Имеющиеся радиоуглеродные датировки позволяют ограничить возраст формирования торфяников 10 тыс. лет. Мощность отложений – до 6 м.

Пролувиальные и аллювиально-пролувиальные образования (р,арН) водотоков с неустойчивой гидродинамикой и конусов выноса пользуются ограниченным распространением и приурочены главным образом к речным долинам в зоне кряжа и предгорьях.

Литологически они представлены галечно-щебнисто-валунно-глыбовыми отложениями, плохо сортированными в разрезе и в плане. Заполнитель – супесчаный. По петрографическому составу существенно преобладают местные породы.

Отложения хорошо дешифрируются на АФС по участкам конусовидной формы темно-серого фототона со струйчато-древовидным и веерообразным рисунком временных потоков.

В минеральном составе тяжелой фракции преобладают неустойчивые минералы – амфиболы, эпидот, реже пироксены, гранаты, хлорит, а также магнетит и гематит; в небольших количествах установлены апатит, циркон, титанит, рутил, сульфиды, брукит, анатаз, турмалин, карбонаты. Золотоносность рассеянная (знаковая).

Возраст отложений устанавливается по врезанию в отложения первой надпойменной террасы и постепенному переходу в современные пойменно-русловые образования. Мощность образований – до 5 м.

Аллювиальные пойменно-русловые отложения (аН) выделяются по всем крупным и средним водотокам района. Наиболее обширные участки русла и поймы наблюдаются в нижнем течении р. Щучья и в долине р. Обь (южная часть листа), где их ширина превышает 2 км.

Выделяются два пойменных уровня: низкая пойма – 1–2,5 м и высокая пойма – 3–5 м над современным урезом воды. Низкая пойма имеет заболоченную поверхность, в то время как высокая – обычно сухая, заросшая кустарником. Русло и низкую пойму слагают пески мелко- и среднезернистые светло-серой, желтовато-серой окраски, алевроиты, гравийно-галечные и песчано-галечные отложения.

Аллювий русел и пойменных террас, образующий косы, острова и ровные площадки с небольшими промоинами, на АФС четко дешифрируются по интенсивно белому ровному фототону вдоль русел современных рек и ручьев.

Минеральный состав отложений характеризуется значительным разнообразием. Наиболее высокими содержаниями в тяжелой фракции представлены: магнетит, ильменит, гематит, гранаты, эпидот, циркон; в подчиненном количестве – рутил, лейкоксен, апатит, везувиан, ставролит, сульфиды (пирит, халькопирит, молибденит), золото. В горной части территории отложения характеризуются спорадически повышенной золотоносностью, достигающей первых сотен мг/м³.

Возраст пойменных образований, согласно хроно-литостратиграфическим реконструкциям [65], не более 3–4 тыс. лет.

Мощность отложений – до 8 м, а в долине р. Обь – до 25 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные и субвулканические образования, распространенные на территории листа Q-42-VII, VIII имеют широкий диапазон возрастов от раннепротерозойских до раннеюрских и сформированы в карельский, байкальский, каледоно-варисский и киммерийский тектоно-магматические этапы.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматизм данного возраста развит ограниченно на изучаемой территории. Он представлен лишь васькеуским габбро-долеритовым и евьюганским мигматит-гранитовым комплексами, геотектоническое положение которых обусловлено их вхождением в структуры Харбейского мегаблока.

Васькеуский комплекс метагаббро-долеритовый плутонический ($v', v'\beta, v'\alpha PR_1 v$) включает метаморфизованные интрузивные породы, залегающие среди отложений ханмейхойской, лонготюганской и париквасьшорской свит [125]. Петротип – гора Васькеу (лист Q-42-VII). Это согласные (силлы) или секущие (дайки) тела метабазитов, картируемые в Ханмейхойском блоке. Они, как правило, контролируются системой древних субширотных структур и участвуют в строении дорифейских куполов. Породы комплекса описывались ранее в составе ханмейско-васькеуского комплекса.

Метагаббро, метагаббродолериты и метагабброамфиболиты в силу своей устойчивости хорошо дешифрируются на АФС. Так, на склонах горы Васькеу отчетливо идентифицируется псевдокольцевая структура, сложенная вулканогенными породами и пронизанная мелкими телами субсогласных амфиболитов. Породы комплекса, как правило, отчетливо выделяются по темно-зеленому цвету, рисунок пятнистый – за счет разных оттенков зеленого, в т. ч. сине-зеленого на фоне рыже-коричневых вмещающих пород. Ввиду малых размеров тел в геофизических полях масштаба 1 : 200 000 они не проявляются, находясь в пределах отрицательного магнитного (от минус 250 до минус 230 нТл) и слабоотрицательного гравиметрического (от минус 20 до минус 10 мГал) полей, созданных вмещающими метаморфическими образованиями. Магнитная восприимчивость габбровых разностей – $43,7 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности 3 г/см³ (прил. 11). Комплекс представлен роями даек, силлов, мелкими массивами интрузивных образований.

Их размеры редко превышают 300 м по простиранию и 5–10 м по мощности. Как правило, они колеблются в пределах от 0,05–0,5 × 0,01 – 0,2 км до 0,5–0,7 × 0,25 – 0,5 км. Контакты интрузий обычно согласные с вмещающими породами, иногда отмечаются секущие соотношения.

Метабазиты однообразны по текстурно-структурным особенностям и составу. Текстура массивная, реже ориентированная; структуры – гранонематобластовая, нематобластовая, реликтовая, офитовая, габбровая. Минеральный состав (%): роговая обманка – 40–70, плагиоклаз (андезин) – 30–50, эпидот – до 10; вторичные минералы – хлорит, цоизит, серицит, кварц, стильпномелан; аксессуарные – ильменит, магнетит, гематит, апатит, гранат.

По содержанию SiO_2 (45,85–52,12%) породы комплекса отвечают семейству габброидов. Отдельные составы отвечают габбродиоритам (SiO_2 – 56,72%) нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,03$ –5,19%), при преобладании натрия над калием (прил. 8). Для них характерно повышенное содержание железа – Fe_2O_3 – 15,28–15,66% и магния – MgO – до 11,96% (рис. 2).

Редкоземельные элементы имеют слабо отрицательный характер ($\text{La}/\text{Yb} = 0,85$ –4,8) кривых, вплоть до выполаживания (рис. 10). Европиевый минимум практически не выражен ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,93$ –0,99). Сумма РЗЭ (прил. 9) колеблется в пределах от 40,35 г/т (амфиболитовые разности) до 100,7 г/т (габброиды).

Геохимический спектр пород (прил. 9) характеризуется повышенными содержаниями Cr , V , окологларковых Co , Ni , нижнегларковыми Li , Cu , Mo и, судя по дискриминационным диаграммам, габброиды формировались в субконтинентальных рифтогенных обстановках (рис. 10).

Таким образом, по своим геологическим, петрографическим, петрохимическим и отчасти геохимическим особенностям породы васькеуского комплекса стоят ближе к формации траппов древних платформ, формирование которых протекало в условиях протоплатформенного (протоконтинентальные рифты) геотектонического режима [26].

Металлогения обусловлена связью с породами комплекса пунктов минерализации железа, марганца, близких к железо-марганцевой гондитовой формации, пунктов минерализации титана.

Возраст образований комплекса принимается раннепротерозойским согласно «Легенде...», 2009» [201] и на основании геологических построений (залегание в основании рифейского разреза совместно с амфиболитами ханмейхойской свиты). Самарий-неодимовое датирование по плагиоклазу, амфиболу и породе в целом показало модельный возраст 982 млн лет при $\varepsilon\text{Nd} + 8$.

Евьюганский комплекс мигматит-плагиогранитовый плутонический (mpy , γgPR_{1e}) объединяет ультраметаморфические автохтонные гранитоиды (мигматиты, мигматит-плагиограниты, гранитогнейсы S-типа), картируемые повсеместно в полях развития метаморфических пород раннего протерозоя. В литературе данные образования включались в полярно-уральский, либо в харбейский полихронные комплексы. Как правило, они приурочены к гранито-гнейсовым куполам – Евъеганскому (*E*), Лаптаюганскому (*L*) и Бадьяшорскому (*B*). Если первые два относятся

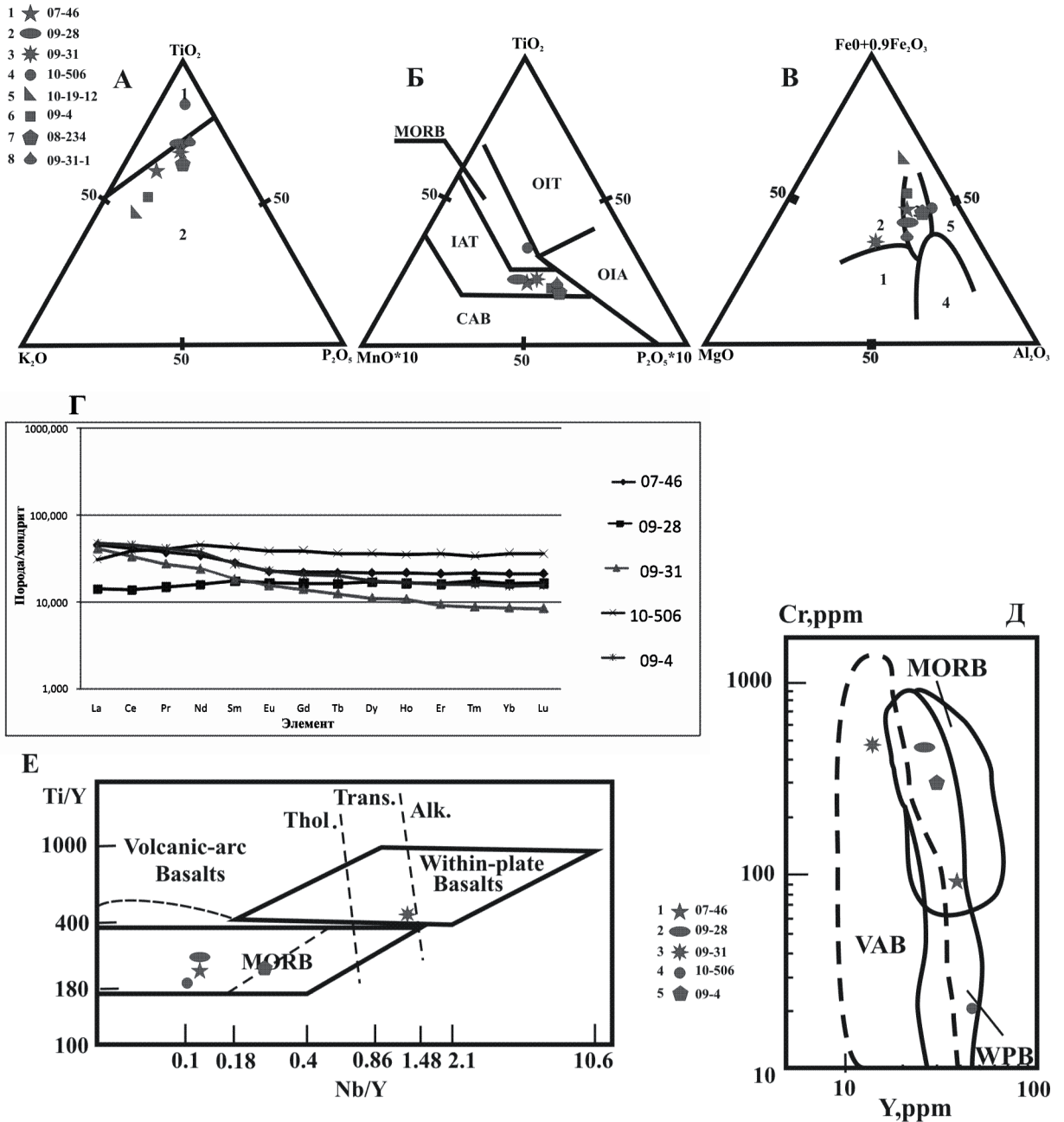


Рис. 10. Петрогеохимическая характеристика пород васькеуского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: габбро (1, 4, 8), габброамфиболит (3, 5, 6, 7), амфиболит (2).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах васькеуского комплекса, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты COX, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты COX, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: габбро (1, 4), габброамфиболит (3, 5), амфиболит (2).

к структурам Ханмейхойского блока, то последний принадлежит к Порцелорскому. Наиболее крупными массивами являются Ступенчатый (2), горы Черная (3), Изъятинский I (5), полигенные массивы Евъеганской группы (1) и др. Кроме мигматит-плагиогранитных ассоциаций, вовлеченных в куполообразование, в регионе достаточно широко представлены плагиогранитоиды линейной пластообразной морфологии, протягивающиеся на первые километры и даже десятки километров. Таковым является полигенный Унсоимский массив, выявленный А. К. Афанасьевым на правом берегу р. Лонготъеган и протрассированный им под рыхлыми отложениями вплоть до р. Лорсоим (практически до восточной рамки листа Q-42-VIII). Более мелкие линейно-вытянутые, соскладчатые плагиогранитоиды закартированы по бортам (иногда на значительном расстоянии) р. Лонготъеган. Кроме того, линейно-вытянутые, часто милонитизированные и катаклазированные плагиограниты широко представлены в пределах Лаптаеганской зоны, особенно в междуречье р. Харбей–руч. Яршор.

На спектрональных космоснимках тела комплекса не дешифрируются, сливаясь с вмещающими метаморфическими породами. Они имеют пестрый рисунок с различными оттенками зеленого, сине-зеленого, с розовато-коричневыми пятнами. В геофизических полях породы не образуют аномалий, располагаясь согласно в полях вытянутых отрицательных магнитных аномалий северо-восточной ориентировки, а иногда приурочены к зоне высокого градиента магнитного поля. Петрофизические свойства пород отражены в прил. 11. Средняя магнитная восприимчивость пород $8,4 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности $2,7 \text{ г/см}^3$.

Комплекс представлен телами трех морфологических разновидностей: 1 – пластообразные залежи, вытянутые на 3–5 км, иногда до 10–20 км при мощности 0,5–2 км; 2 – сложные зоны инъекции (мигматизации) мощностью до 200–300 м, представленные согласными инъекциями мощностью от 0,1–0,5 до 100 м, максимальные размеры тел $3 \times 0,75$ км, характерно обилие жильных тел плагиогранит-аплитов; 3 – тела, близкие к изометричным массивам, имеющим площадь обнаженной поверхности до 8 км^2 ($0,5 \times 2 - 6$ км). В них также устанавливаются вытянутые линзы и прослои вмещающих горных пород, делящих массив на ряд согласных пластообразных залежей, которые в области выклинивания расщепляются, сопровождаясь, как правило, ареалами гранитизации [133].

К петротипическим массивам данного комплекса в первую очередь относится Евъеганская группа, включающая Западно-Евъеганский (1а), Южно-Евъеганский (1б) и Восточно-Евъеганский (1в) полигенные массивы, образующие конкордантную изометричную субкольцевую структуру размером 13×16 км. Последнюю, по нашим данным, слагают два магматических комплекса: евъеганский мигматит-плагиогранитовый и сядатаяхинский гранитовый (описание см. далее). По периферии она сопровождается согласно залегающими апофизами, образующими совместно с вмещающими породами сложный инъекционный комплекс с широким развитием гибридных мигматитов, иногда гранодиоритового состава. Плагиограниты развиты преимущественно в центральной, наиболее эродированной части массива, залегая как в виде ветвящихся прожилков, жил

мощностью 0,1–0,5 м, так и массивных плагиогранитогнейсовых тел (источки р. Евъган). В сторону экзоконтакта мигматиты постепенно сменяются эпидот-амфиболовыми, амфибол-хлоритовыми сланцами и амфиболитами, прослеженными на расстояние не менее 1 км. В зоне экзоконтакта (5–8 см) во вмещающих породах наблюдается интенсивное развитие кварц-полевошпатовых прожилков мощностью 3–4 мм.

Близкое строение, однако нарушенное более поздними дислокациями рифея – палеозоя, имеют также тела Лаптаюганского купола (Л) и массивы Ступенчатый (2), горы Черная (3) и Изъятинский I (5).

Как было уже отмечено, данные массивы имеют сложное строение, обусловленное полигенностью (формированием в два этапа, разделенных во времени). На первом этапе, за счет минерального вещества осадочно-вулканогенных пород в ходе их прогрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, образовались гранитоиды евъюганского комплекса, относящиеся к первичной мигматит-плагиогранитовой формации [20]. На следующем этапе, в венд-раннекембрийском, в результате ультраметаморфических процессов образовались палингенные и палингенно-метасоматические лейкократовые граниты сядатахинского комплекса. Тела мигматитов характеризуются гнейсовидной полосчатостью, преобладанием грано- и лепидогранобластовых структур, плоскостной и линейной ориентировкой минералов. Характерна при этом зависимость состава гранитоидов от состава вмещающих толщ. Так, в контактах массива с серицит-кварцевыми и углеродистыми сланцами развиваются мигматиты гранодиоритового состава, а с вулканитами основного и среднего состава – диоритового. Те и другие в сторону внутренней части интрузии постепенно сменяются плагиогранитами. Выявленные особенности границ массивов указывают на магматическое замещение части вмещающих толщ (мигматитизация). Типоморфный минеральный парагенезис мигматитовых гранитоидов: кварц + плагиоклаз (An_{18-35}) + биотит ± калиевый полевой шпат, гранат, мусковит, кордиерит.

Плагиограниты имеют мелкозернистую гранобластовую, равномернозернистую (0,1–0,2 мм) структуру; плагиогранит-аплиты – аплитовую, реже порфириовидную структуру. Состав (%): плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 9–10, альбит № 3–4) – 60–70, кварц – 20–25, мусковит – 1–3, биотит – 1–2, микроклин; аксессуарные – ортит до 1, циркон, титанит, апатит, пирит, халькопирит, молибденит, реже гранат, галенит, пирротин. Характерно развитие кварца и плагиоклаза двух генераций.

Процессы регрессивного метаморфизма обусловили проявления амфиболитизации и альбитизации. В породах присутствуют обломки гранатов, зерен альбитизированного ортоклаза и серицитизированного плагиоклаза, свидетельствующих о катаклазе и дроблении. Наблюдаются складчатые структуры, сложенные гранитоидами и вмещающими метаморфизованными образованиями.

Гранитоиды комплекса принадлежат к подгруппам гранитов (рис. 2) и лейкогранитов (SiO_2 – 69,07–75,73%) нормальной и низкой щелочности ($Na_2O + K_2O = 4,85–7,1\%$). Жильные разновидности сильно пересыщены SiO_2 . Геохимический спектр комплекса крайне беден. На графике РЗЭ

(рис. 5) кривые имеют отрицательный характер, то есть легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми ($La/Yb = 3,03-9,7$), с положительной ($Eu/Eu^* = 1,03-2,30$) и отрицательной ($Eu/Eu^* = 0,55$) европиевой аномалией. Сумма РЗЭ – 38,6–70,1 г/т. Плагิโอграниты характеризуются повышенными содержаниями ($Kk > 1,0$) Cr, Co, Ni, Pb, околоскарповыми – Th, U и пониженными – Be, V и др.

Евьюганские гранитоиды относятся к S-типу, который свидетельствует о полигенности их образования. Подтверждением осадочного эдукта пород служит диаграмма А. А. Предровского, где фигуративные точки пород легли в поле граувакк (рис. 3).

Определить геодинамическую природу комплекса при помощи дискриминационных диаграмм П. Минара и Ф. Пикколи, Дж. Пирса (рис. 5) затруднительно, так как породы образовывались в несколько этапов, и фигуративные точки дают разброс, но в большей степени они попадают, или тяготеют к полям коллизионных гранитов.

Петрографический состав комплекса, инъекционный характер гранитоидов, магматическое замещение части вмещающих толщ (мигматизация), катаклазированность пород в контактовых зонах, соскладчатость гранитоидов и вмещающих пород, формирование за счет осадочных пород и отношение к S-типу свидетельствует о принадлежности евьюганского комплекса к мигматит-плагิโอгранитовой формации, образованной в эпоху интенсивных складчатых деформаций в коллизионной (протовулкано-плутонические зоны) обстановке.

Минералогия комплекса примитивна и определяется проявлениями мусковитоносных пегматитов. Рудная минерализация связана с последующими преобразованиями и проявлением гранитоидов аллохтонного типа.

Возраст гранитоидов принят раннепротерозойским в соответствии с «Легендой...», 2009» [201]. Он обосновывается как по геологическим данным (конгломераты основания няровейской серии содержат гальку близких по составу гранитоидов и плагิโอгранитов на ручьях Каскадный, Спиральный), так и по изотопно-геохронологическим определениям в 1,73–2,22 млрд лет. На раннепротерозойский возраст также указывают значения дорифейских кластеров по ядрам цирконов из сандибейского комплекса (прил. 6).

РИФЕЙСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На изучаемой территории магматические породы данного возрастного диапазона развиты достаточно широко в Харбейско-Марункеуской СФЗ (минисейский, сандибейский, харбей-собский, немурюганский, сядатаяхинский комплексы).

Минисейский комплекс измененных гипербазитов (аногарцбургитовый) (ΣRF_{2ms}) представлен в разной степени серпентинизированными лерцолитами и дунитами, слагающими небольшие массивы среди допалеозойских отложений ханмейхойской, париквасьшорской, минисейшорской и немурюганской свит. Петротип выделен В. А. Душиным на листе

Q-42-VII [26]. Впервые для Харбейско-Марункеуской СФЗ в качестве самостоятельного комплекса был предложен В. Н. Охотниковым и др. [43] и близок к малохарбейскому в понимании Л. Л. Подсосовой [75, 165].

Породы комплекса приурочены к системе сутурных швов Полярно-уральского офиолитового пояса [26] северо-западного и субширотного направлений в пределах так называемого Собского поперечного поднятия, в которое включался и Харбейский блок. Наиболее крупная из них – Кузьшорско-Минисейская сutura. Соотношения с вмещающими породами субсогласные тектонические и подчеркиваются общей системой сланцеватости. Характерны зеркала скольжения, зоны оталькования и катаклаза, при отчетливой серпентинитизации зальбандов. Наиболее крупные тела широко проявлены в магнитном поле аномалиями ΔT в пределах от 100 до 1000 нТл. Они уверенно дешифрируются на АФС и СЗКС более темным фототоном. В гравиметрическом поле тела комплекса, в связи с незначительными размерами, не выделяются на фоне отрицательной аномалии (-20 мГал), обусловленной метаморфическими толщами докембрия. Средняя магнитная восприимчивость пород $4763,65 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности $2,7$ г/см³.

Размеры тел большинства ультрабазитов незначительны ($1,5-3 \times 50-100$ м). Исключение составляют несколько относительно крупных массивов: Минисейский (6), Водораздельный (7) и др. Наиболее изучены Кузьшорский и Водораздельный массивы. Первый имеет линзовидную форму, переходя по простиранию одноименной сутуры на западе в систему более мелких четковидных тел, трассирующих зону меланжа более чем на 40 км.

Петрографически установлены апогарцбургитовые, аполерцолитовые, аподунитовые антигоритовые и лизардитовые серпентиниты. Это, как правило, темно-зеленые почти до черных породы, текстура массивная до сланцеватой, микроструктура параллельно-волоконистая, листоватая, пластинчатая. Серпентин представлен антигоритом, реже лизардитом (до 80%); присутствуют карбонат и тальк (10–15%), хромшпинелиды, магнетит, гранат, пентландит. В измененном верлите отчетливо диагностируется оливин (40–50%), пироксен (до 30%) и бурая роговая обманка, развивающаяся по пироксену; отмечаются стильпномелан, гумит и клиногумит.

Ультрабазиты по петрохимическим особенностям относятся к семействам оливинитов, дунитов и перидотитов (рис. 2, 11). Для них характерны низкие концентрации титана, щелочей, глинозема и извести. Отчетливо преобладает натрий над калием. В нормативном составе присутствуют диоксид (до 10%), гиперстен (20–40%), оливин (44–52%), тогда как содержание салических минералов не превышает 7%, а в темноцветах преобладают энстатитовый и форстеритовые миналы. Преимущественно магнезиальный состав, низкая железистость (0,05–0,07%) и титанистость сближают метагарцбургиты комплекса с реститогенными мантийными ультрабазитами альпинотипных массивов Урала [26].

Спектры РЗЭ (рис. 11) характеризуются содержаниями, близкими к хондритам и имеют характер от слабоотрицательного до положительного ($La/Yb = 0,79-4,8$), при не ярко выраженном европиевом минимуме

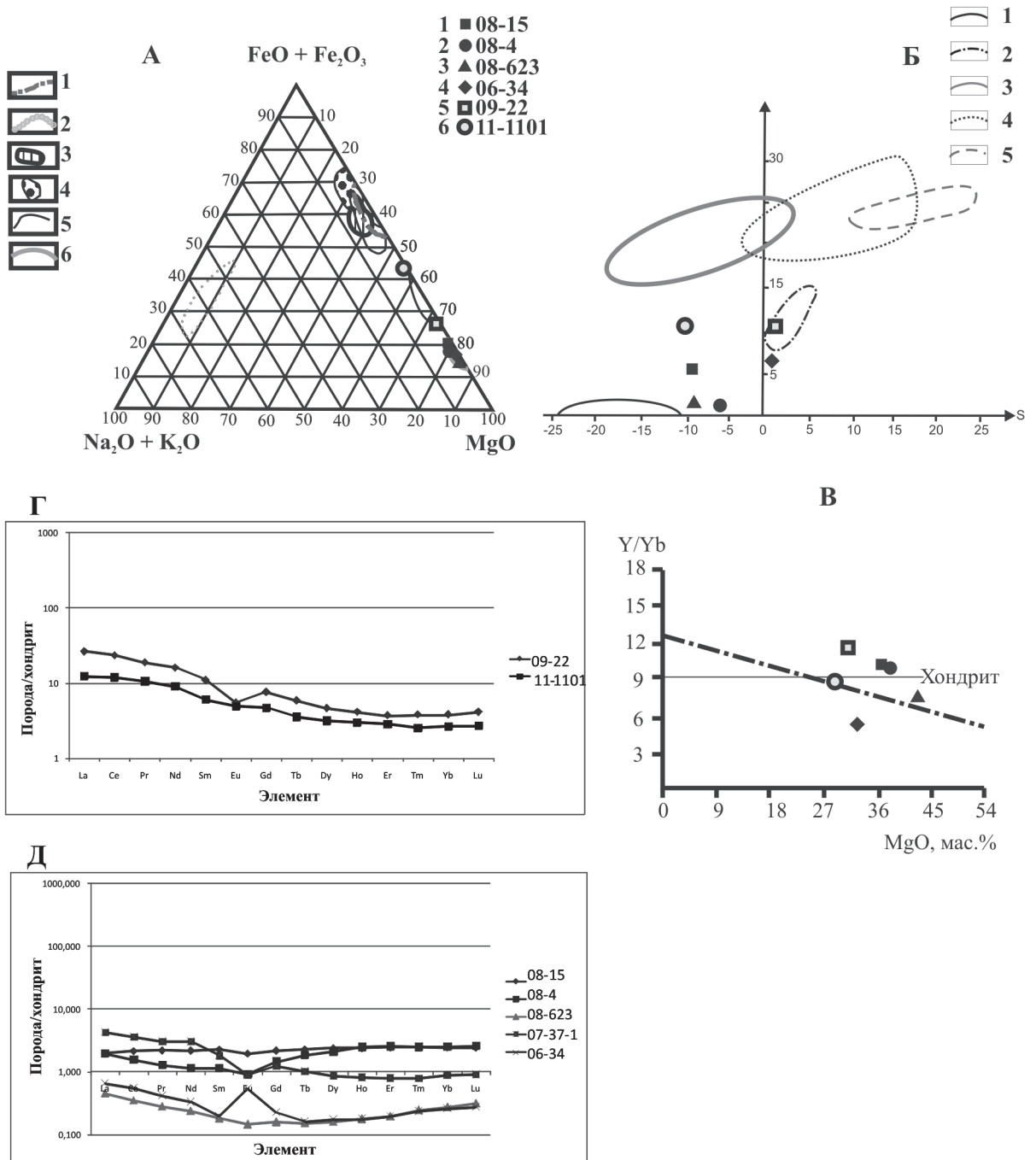


Рис. 11. Петрогеохимическая характеристика гипербазитов палеоконтинентального сектора.

А – Тройная диаграмма соотношения А–F–M: $Na_2O+K_2O-FeO+Fe_2O-MgO$ в ультраосновных породах. Поля на диаграмме: 1 – клинопироксениты периферии, 2 – щелочные породы, 3 – меланократовые породы, 4 – клинопироксениты «полосчатого» комплекса, 5 – силикатные стекла в составе силикатно-окисидно-железистых сферул из дунитов, 6 – дуниты.

Б – диаграмма А–S. Поля на диаграмме: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – рудные клинопироксениты, 4 – клинопироксениты периферии, 5 – меланократовые габброиды.

Условные обозначения к диаграммам А, Б, В: минисейский комплекс: серпентинит (1, 2, 3, 4) хартманюшорский комплекс: перидотит (1), гарцбургит (2).

В – Диаграмма Y/Yb–MgO.

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах хартманюшорского комплекса, нормированных к хондриту.

Д – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах минисейского комплекса, нормированных к хондриту.

1 ★ 08-18 4 ▴ 09-17 7 ◈ 08-212 10 ▨ 07-47-1
 2 ■ 09-16 5 ▣ 09-12-3 8 ◈ 09-4-5 11 ▨ 07-к1
 3 ● 09-19 6 ● 11-51-8 9 ★ 09-14 12 ▴ 11-51-1

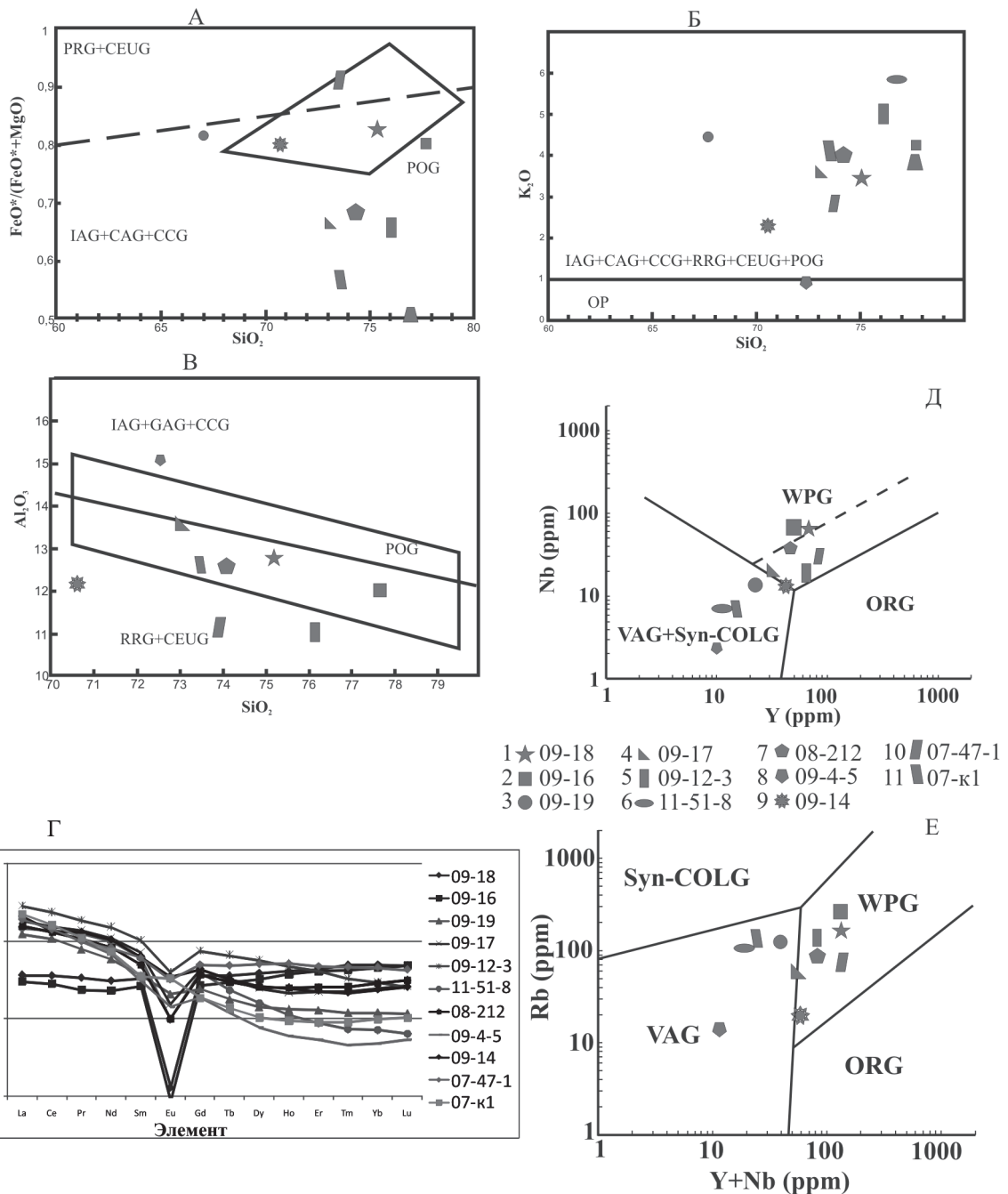


Рис. 12. Петрогеохимическая характеристика пород сандибейского комплекса.

А, Б, В – дискриминационные диаграммы П. Мениара, Ф. Пикколи. Поля на диаграмме: IAG – гранитоиды островных дуг, GAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG – гранитоиды континентальных эпигорных поднятий, OP – океанические плагииграниты.

Условные обозначения для диаграмм А, Б, В: гранит (1, 2, 3, 6, 7, 11), гранитогаейс (9, 10, 12), лейкосома (4, 5), пегматит (8).

Г – спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах сандибейского комплекса, нормированных к хондриту.

Д, Е – дискриминационные диаграммы для гранитоидов Дж. Пирса Rb – (Y+Nb) и Nb – Y Поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, Syn-COLD – коллизионные граниты.

Условные обозначения для диаграмм Д, Е: гранит (1, 2, 3, 6, 7, 11), гранитогаейс (9, 10), лейкосома (4, 5), пегматит (8).

(Eu/Eu* = 0,59–0,87), что свидетельствует о влиянии наложенных метасоматических процессов на серпентинизированные ультрабазиты. Сумма РЗЭ колеблется в пределах от 0,69 до 6,2 г/т.

Геохимический спектр пород весьма разнообразен и характеризуется повышенными содержаниями (Кк > 1) Cr, Cu, Y; околочларковыми – V, Ni, Zn, Sn; нижекларковыми – Li, Co, As, Nb, что также характерно для рифейских офиолитовых комплексов Восточного Саяна. Минерагеническая специализация определяется приуроченностью к породам комплекса пунктов минерализации хризотил-асбестовой и амфибол-асбестовой формаций. В целом в сочетании с наложенными структурно-метасоматическими процессами минерагения комплекса благоприятна для локализации проявлений цветных камней (жадеит, нефрит).

Возраст комплекса принимается согласно «Легенде...», 2009» средне-рифейским, хотя данных пока еще недостаточно. Тем не менее, учитывая залегающие ультрабазитов в рифейском разрезе, интрузивное их габброидами и диоритами верхнего рифея, галька которых содержится в конгломератах и туфоконгломератах сядатинской свиты венда-кембрия (ручьи Мраморный, Каскадный), можно с определенной долей вероятности считать его среднерифейским [26]. Кроме того, верхнерифейские значения установлены для гранитоидов, секущих ультрабазиты северо-западной части Ханмейхойского блока (район массива Водораздельный (7), которые образовались до времени 640 млн лет и были метаморфизованы в интервале времени 460 ± 10 млн лет [63, 92]. Проведенное нами дополнительное самарий-неодимовое датирование по породе одного из выходов измененных гипербазитов (истоки руч. Большой Минисейшор) показало значение 611 Ma.

Сандибейский комплекс гранитовый плутонический (γ RF_{2sn}) выделяется нами впервые по результатам проведенных работ на площади в рамках ГДП-200 [133]. Он представлен массивами, расположенными в пределах Порцелорского блока. Наиболее крупные из них Сандибейский (17) и Малосандибейский (18). Это, как правило, изометричные, слаболинейно-вытянутые в плане тела размером 0,7–1,2 × 2–3 км, приуроченные к крупным дизъюнктивам северо-западного и субмеридионального направлений. Для Сандибейского массива характерны грубая матрацевидная отдельность, куполообразная морфология с серией конкордантных с вмещающими биотитовыми амфиболитами и амфиболовыми гнейсами мелких (1–10 м) тел мигматитов и гранитогнейсов, согласно обрамляющих массивы. При этом элементы залегания метаморфитов весьма пологие (аз. пад. $155^\circ \angle 30^\circ$; $210^\circ \angle 30^\circ$) в отличие от массивов собственно Харбейского мегаблока. Гранитоиды обнажены по долинам одноименных рек, где встречаются в виде небольших коренных выходов и элювиально-делювиальных развалов. Тела хорошо картируются по естественной радиоактивности (20–30 мкР/ч на фоне 10–12 мкР/ч). Средняя магнитная восприимчивость пород $11,5 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности 2,6 г/см³.

Рассматриваемые массивы проявлены в магнитном поле отрицательными аномалиями ΔT в пределах от минус 300 до минус 370 нТл, а в гравитационном поле не идентифицируются; на спектрзональных космоснимках

отражены слабо, в связи со сглаженностью рельефа, в виде бордово-зеленоватых пятен.

Петрофонд комплекса весьма однообразен и представлен в основном гранитами лейкократовыми мусковитовыми, иногда двуслюдяными порфиroidными. Нередко, особенно в эндоконтактных частях, широко развиты гнейсовидность, катаклаз и бластез. Микроструктура – аллотриоморфнозернистая, порфиroidная, лепидогранобластовая, катакластическая; текстура – массивная и гнейсовидная. Минеральный состав (%): кварц 30–35, микроклин, ортоклаз – до 20, олигоклаз 20–25, мусковит – до 20, эпигенетические минералы (хлорит, эпидот, альбит) – до 7; аксессуарные – магнетит, лейкоксен, пирит, гематит, анатаз, сфен, гранат, циркон, апатит.

Петрохимический облик пород комплекса обусловлен салическим составом слагающих пород и относится к семейству субщелочных лейкогранитов, характеризующемуся высокими содержаниями кремнезема, умеренными и повышенными щелочей K-Na типа ($\Sigma K_2O + Na_2O$ составляет 7,5–8,4%). Отмечается слабая плюмазитовая тенденция (рис. 2).

Спектры РЗЭ (рис. 12) имеют V-образную форму с положительным и отрицательным наклоном, но в основном легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми ($La/Yb = 0,66–0,73$ и $4,16–40,2$), с четко выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,03–0,04$ до $0,7$). В малых телах Eu/Eu^* – до 1,29. Сумма РЗЭ – 76,48–247,4 г/т.

Геохимический спектр пород характеризуется повышенными содержаниями ($K > 1$) Nb, Th, U, Cr, Rb, Ni; околочларковыми Cu, Zn, Y, Sb, Hg и нижечларковыми Li, Be, V, Mo, Ta, W. Сандибейские гранитоиды относятся к А-типу (рис. 3). Фигуративные точки на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса, П. Минара и Ф. Пикколи (рис. 12) свидетельствуют о внутриплитной (горячие точки) геодинамической природе пород данного комплекса.

Возраст комплекса предлагается средне-позднерифейским на основании как геологических построений – залегание в доняровейском разрезе, специфика геохимического спектра; изотопные кластеры U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) показывают значение 1217 Ма (прил. 6), так и по аналогии с массивом Мань-Хамбо Приполярного Урала, имеющим изотопные значения U-Pb 1390 Ма. Следует отметить, что кроме данного кластера в цирконах установлены как более древние значения для ядерных частей минералов 2106 ± 23 Ма, так и более молодые (535 ± 26 Ма), соответствующие верхнему венду. Последние, на наш взгляд, отвечают общим коллизионным событиям байкалит в Харбейско-Марункеуской СФЗ [133].

Кроме того, проведенное контрольное опробование небольшого (10×20 м), несколько обособленного в рельефе тела внутри Малосандибейского массива показало значение $639 \pm 6,5$ млн лет (U-Pb, SHRIMP-II), что наряду с вышеприведенными значениями и рассуждениями позволяет определить возраст сандибейского комплекса не моложе позднего рифея, то есть средне-позднерифейским.

Немурюганские субвулканические образования (βRF_3nm) представлены субвулканическими телами основных пород, комагматичными эффузивным фациям вулканитов из немурюганской свиты [131]. Комплекс

развит ограничено в пределах Верхнехарьбейской синформы, осложняя Кузьшорско-Минисейскую сутурную зону (ручьи Медный, Водопадный, Перевальный, Молибденитовый, р. Бадьяёган). Вмещающие породы – орто- и парасланцы, вулканогенно-терригенные образования немурюганской свиты позднего рифея. На поверхности субвулканические тела сложены элювиальными крупноглыбовыми развалами, либо небольшими по размерам коренными выходами долеритов.

На АФС четко дешифрируются лишь крупные тела долеритов по крупноглыбовым развалам над ними и более темному фототону на фоне пестрого, светло-серого полосчатого рисунка вмещающих сланцев. В физических полях дайки как самостоятельные объекты не отображаются, поскольку при пологом залегании маломощных тел они образуют с вмещающими породами единую толщу с усредненными физическими свойствами. Петрофизические свойства пород приведены в прил. 11.

Субвулканическая фация представлена линейно-вытянутыми жиллообразными телами, дайками протяженностью 0,2–1 км при мощности от 1–2 м до десятков метров, сложенными породами основного состава. В подавляющем большинстве экзоконтактовые части интрузий сорваны, либо представлены эксплозивными брекчиями, нередко с ореолами скарнирования.

Петрографический состав комплекса включает как основные, так и кислые породы. Долериты отличаются порфирированной, вторичной гранонематобластовой структурами. Вкрапленники представлены андезином (№ 35–45) и лабрадором (№ 45–55) размером 2–5 мм и составляют от 15–25 до 40–50%. Минеральный состав (%): плагиоклаз (40–60), авгит (до 10); эпигенетические минералы – роговая обманка (30–50), кварц (до 5), альбит, серицит, эпидот, хлорит, лейкоксен. Из аксессуарных минералов выявлены: титанит (1–5%), магнетит, гематит, мартит, пирит, лимонит, ильменит, рутил, анатаз, пирротин, апатит, барит, арсенипирит, гранат.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, однако в пределах Собско-Нундерминской шовной зоны часто отмечаются высокобарические минералы (глаукофан, стильпномелан), свидетельствующие о локальном проявлении динамометаморфизма.

По петрохимической классификации породы комплекса относятся к семействам базальтов и долеритов, риодацитов и низкощелочных риолитов (рис. 2) известково-щелочной серии нормального ряда с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности. Для них характерно преобладание закисной формы железа, что свидетельствует о субмаринных условиях формирования, хотя отмечаются вулканиты с высоким содержанием окисного железа, образованные в близповерхностных условиях. Породы субвулканической фации располагаются на диаграммах в тех же полях, что и эффузивно-пирокластические, что может служить одним из доказательств их комагматичности. По соотношению железа и магния вулканиты относятся к известково-щелочной серии. Положение фигуративных точек на диаграмме Т. Х. Пирса в координатах $MgO-\Sigma FeO-Al_2O_3$ показывает соответствие долеритов базальтам океанических островов и высокоглиноземистым базальтам андезит-базальтовых серий островных дуг. В целом по

петрохимическим особенностям породы комплекса принадлежат к базальт-андезит-риолитовой формации островных дуг (рис. 13).

Геохимические особенности долеритов характеризуются в основном надкларковыми концентрациями Zn, Mo, Be, Sb; околокларковыми Mn, Co и нижекларковыми Cr, Ni, Sn, U, Th и др. Поведение элементов свидетельствует о близости пород комплекса к известково-щелочным и толеитовым базальтам островных дуг. Металлогеническая специализация немурюганских субвулканических образований, ввиду их ограниченного распространения, на площади листа не установлена.

Возраст субвулканических образований принимается, как позднерифейский на основании комагматичности их с вулканитами фаунистически охарактеризованной немурюганской свиты позднего рифея. Кроме того, нами получен Rb-Sr изотопный возраст по породе (тело долеритов) 616 млн лет, отвечающий позднему рифею.

Харбей-собский комплекс габбро-гранодиоритовый плутонический ($\gamma\delta RF_3-V_1hs$) включает интрузивные тела габбро, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, прорывающих отложения верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований няровейской серии и немурюганской свиты. Он картируется в пределах северо-западной части листа, где особенно широко развит на правобережье р. Лонготъёган (массив Дорожный), долинах р. Бадьяёган (массив Бадьяюганский) и притоках р. Харбей. Комплекс включает образования, описываемые различными исследователями в составе харбейско-собского, крестовского и других комплексов [75, 165].

В структурном отношении все тела комплекса располагаются в западном и северном крыльях Харбейского мегаблока (Харбейско-Марункеуская СФЗ), преимущественно в пределах Собской поперечной структуры. Падение большинства тел восточное. Наиболее крупный массив комплекса Бадьяюганский (11) приурочен к одноименному разлому. Второй по величине массив Дорожный (8) контролируется Хадата-Лонготским дизъюнктивом и располагается в зоне влияния Лонготъюганской поперечной системы разломов.

На АФС дифференцированные интрузии дешифрируются по неровной, грядово-холмистой поверхности, светло-серому, серому фототону и мелкозернистому, гладкому, участками волнисто-полосчатому фоторисунку, более однородному, чем у вмещающих пород няровейской серии. На крутых склонах тела габбро образуют скальные гребни, отличающие их от вмещающих пород. В геофизических полях образования комплекса не выделяются на фоне вмещающих метаморфических пород, близких им по петрофизическим свойствам. В магнитном поле располагаются в пределах знакопеременных магнитных аномалий, а отрицательные значения ΔT иногда достигают минус 50–100 нТл. Петрофизические свойства пород приведены в прил. 11.

Форма интрузивных тел, залегающих в основном согласно с вмещающими породами, преимущественно линзовидная, линзовидно-пластовая, часто неправильная, грубоизометричная. Размеры массивов габбро и диоритов обычно колеблются в пределах от 0,5–1,0 × 0,02–0,2 км до 5–7 × 0,8–2,5 км.

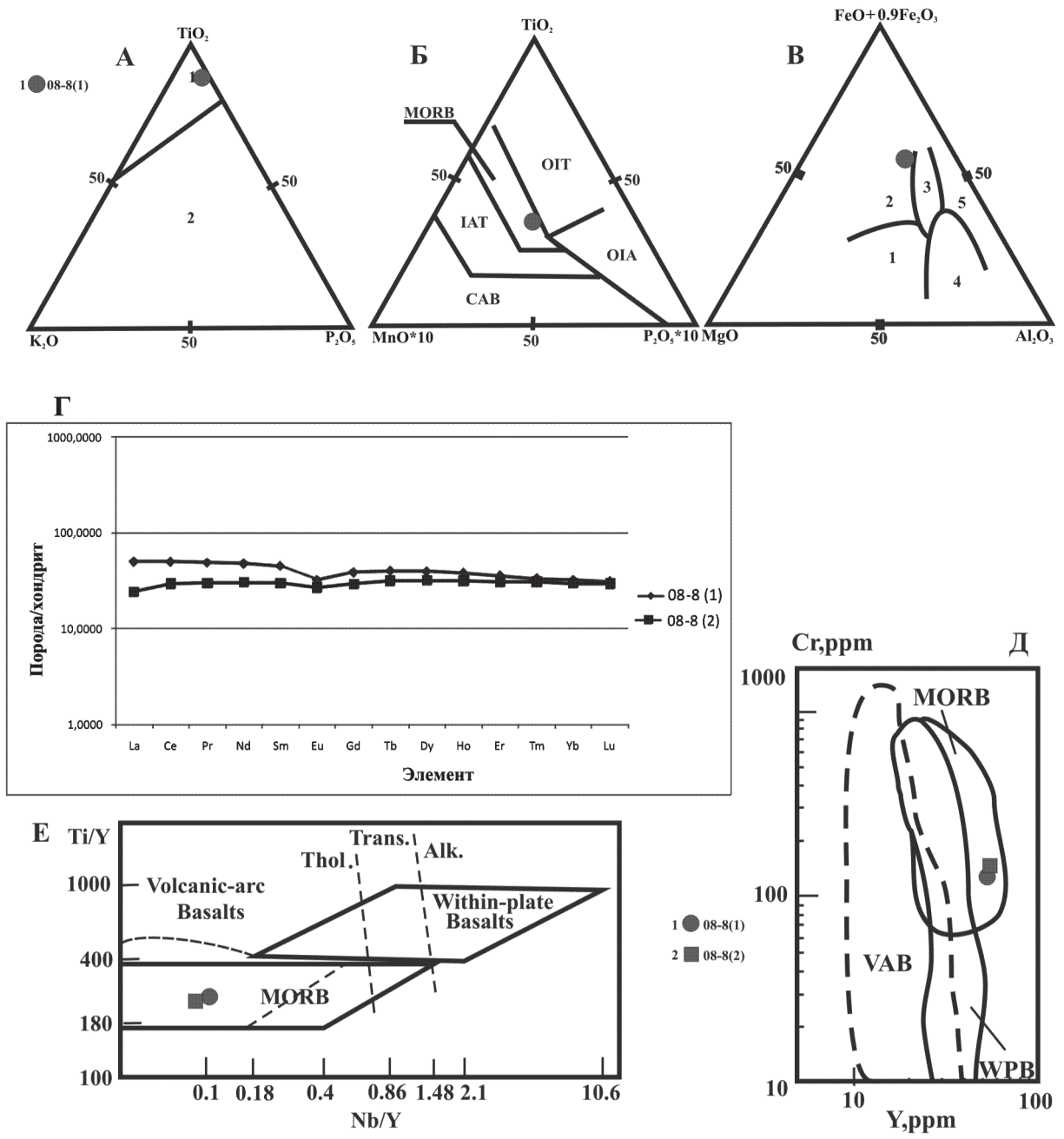


Рис. 13. Петрогеохимическая характеристика пород немарюганских субвулканических образований.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: долерит (1)

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах немарюганских субвулканических образований, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: долерит (1, 2).

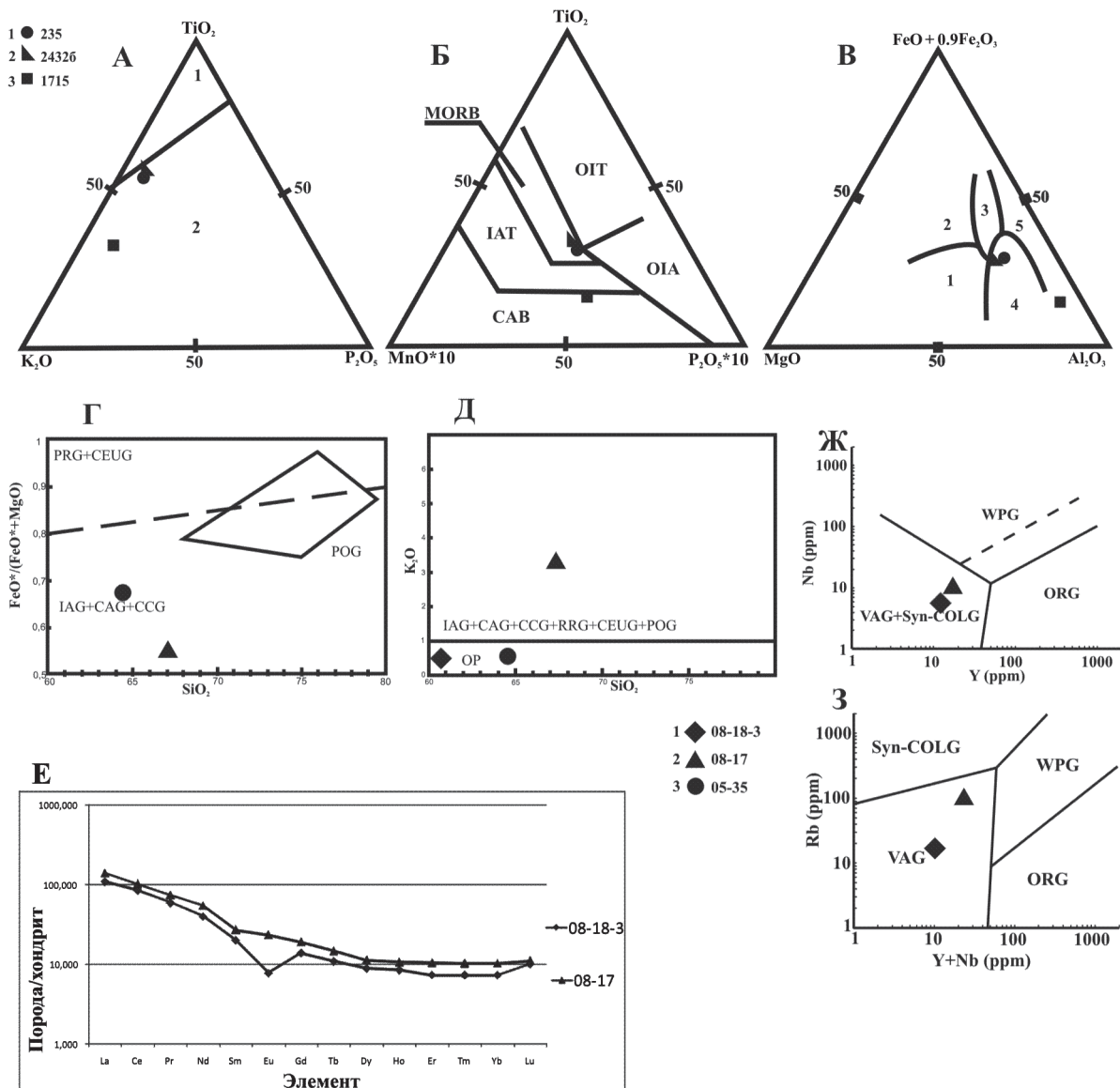


Рис. 14. Петрогеохимическая характеристика пород харьей-собского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон срединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: габбро (1, 2, 3).

Г, Д – дискриминационные диаграммы П. Мениара, Ф. Пикколи. Поля на диаграмме: IAG – гранитоиды островных дуг, GAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG – гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий, OP – океанические плагиограниты. Условные обозначения для диаграмм Г, Д: 1 – 08-18-3 аплит, 2 – 08-17 адамеллит, 3 – 05-35 кварцевый диорит.

Е – диаграмма распределения РЗЭ в породах харьей-собского комплекса, нормированных к хондриту.

Ж, 3 – дискриминационные диаграммы для гранитоидов Дж. Пирса Rb – (Y + Nb) и Nb–Y. Поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, Syn-COLD – коллизионные граниты.

Условные обозначения для диаграмм Ж, 3: аплит (1), адамеллит (2), кварцевый диорит (3).

Исключение составляет Бадьяюганский массив, имеющий протяженность около 25 км (лист Q-42-VII). При этом большинство массивов окружено группой более мелких тел, являющихся их апофизами, и сопровождаются ареалами интрузивных брекчий. Состав апофиз часто варьирует от габбро, диоритов до гранодиоритов, размеры тел последних не более первых сотен метров при мощности первые десятки метров.

Приконтактовые зоны габброидов со сланцами няровейской серии представлены рассланцованными хлоритизированными, карбонатизированными и эпидотизированными породами мощностью 1–2 м, а массивы, залегающие среди парагнейсов и туфогенно-терригенных отложений немурюганской свиты, имеют четкие контакты. Эндоконтактовые изменения сложены тонкозернистыми и рассланцованными породами мощностью 10–20 см, редко до 1 м. В экзоконтактах наблюдаются сланцеватые эпидот-хлорит-карбонатные с амфиболом и стильпномеланом породы. Роговики по диоритам и кварцевым диоритам (верховье р. Харбей, ручьи Молибденитовый, Медный, Свинцовый, Сланцевый) наблюдаются на контакте с мраморами немурюганской свиты и няровейской серии.

Становление пород происходило в две фазы: I – габброиды (vRF_3hs_1), II – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты ($\delta, q\delta, \gamma\delta RF_3hs_2$). Габбро фазы имеют офитовую, в том числе с элементами диаблостовой, пойкилитовой структуры. Минеральный состав (%): плагиоклаз (лабрадор) – 50–55, роговая обманка (по пироксену) – 35–40, кварц до 3–4; акцессорные минералы: апатит – до 5, магнетит, ильменит, титанит, циркон.

Диориты и кварцевые диориты II фазы характеризуются порфириформной (плагиоклаз) структурой с элементами порфириформной и графической. Темноцветные минералы представлены вторичными амфиболами (роговая обманка ~25%) с реликтами клинопироксена и биотитом, широко представлен измененный андезин (до 60%), иногда в субщелочных составах появляется ортоклаз < 11% и кварц до 5–10%. Акцессорные минералы: апатит до 2–3%, магнетит, ильменит, циркон. Вторичные изменения проявлены в хлоритизации, лейкоксенизации, эпидотизации и альбитизации. Диориты нередко приближаются к облику порфириформных сланцев.

Гранодиориты имеют порфириформную структуру (кварц, плагиоклаз), основная масса гипидиоморфнозернистая с элементами гранофировой. Состав (%): олигоклаз-альбит – 50–65, кварц – 20–25, роговая обманка – 10, калиевый полевой шпат (микроклин-пертит) – до 10, биотит – до 5, титаномагнетит – до 2. Вторичные минералы: сосюритовый агрегат, альбит, хлорит, серицит, стильпномелан, актинолит, лейкоксен, биотит; акцессорные – рудный минерал, ортит.

Габброиды принадлежат к классу насыщенных SiO_2 , группе бедных или очень бедных щелочами пород. На диаграмме Ti-Mg они тяготеют к полю толеитовых разностей; диориты и гранитоиды попадают в поле известково-щелочной серии. Химический состав SiO_2 (55,5–60,48%) отвечает диоритам и кварцевым диоритам нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O = 5,04–7,02$) с явным преобладанием натрия над калием. По содержанию SiO_2 (60,5–67,22%) гранодиориты комплекса принадлежат к данной подгруппе (рис. 2) нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O = 7,41–8,39$) с незначительным

преобладанием натрия над калием. В целом породы комплекса относятся к нормально-щелочному ряду калиево-натриевого типа. Габброиды низкоглиноземистые, средние и кислые разности высокоглиноземистые. Степень окисленности железа низкая, что свидетельствует о глубинных условиях их образования. Анализ диаграмм Дж. Пирса, П. Минара и Ф. Пикколи (рис. 14) не дал однозначного ответа на определение геодинамической обстановки пород комплекса.

В первом случае фигуративные точки в большей степени тяготеют к образованиям вулканических дуг, в меньшей – коллизионным, во втором – породы можно отнести (скорее всего) к посторогенным(?). Спектры РЗЭ (рис. 14) гранодиоритов и диоритов имеют отрицательный характер, то есть легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми ($La/Yb=5,55-15,00$). Европий ведет себя неоднозначно и выражается как в минимумах ($Eu/Eu=0,47-0,85$), так и в очень слабых максимумах ($Eu/Eu^*=1,02-1,03$). Сумма РЗЭ варьирует от 66,96 (гранодиориты) до 117,05–147,85 г/т (диоритовые разности).

Комплекс в целом характеризуется отчетливой специализацией ($Kk > 1$) Sr, Co, Sb, Pb, Bi; в околотларковых концентрациях присутствуют V, Th, U, Mn, а остальные элементы (Li, Be, Cu, Zn, Nb и др.) находятся в нижекларковых концентрациях (прил. 9). Металлогенической особенностью комплекса является связь с диоритами и гранодиоритами проявлений свинцово-цинковой скарновой (Свинцовое), с габбро-свинцово-цинковой жильной и золото-сульфидной формаций. Кроме того, предполагается связь проявлений молибден-медно-порфировой формации (глубокие горизонты Харбейского месторождения) с породами второй фазы комплекса. За северной рамкой листа диориты и гранодиориты комплекса обнаруживают парагенетическую связь с проявлениями медно-железородной скарновой формации (Немурюганское).

Возраст комплекса как позднерифейский принят согласно «Легенде... 2009» [201] и на основании изотопных U-Pb определений ВСЕГЕИ [66, 155] по цирконам, отобранным в районе Харбейского месторождения, которые составили $671,3 \pm 3,8$ млн лет и $662 \pm 6,4$ млн лет, что отвечает верхнему рифею (прил. 6).

Сядатаяхинский комплекс гранитовый плутонический ($\gamma V-C_{1,S}$) объединяет палингенные и палингенно-метасоматические граниты микроклин-пертитовые, гранитогнейсы, гранит-аплиты, отчасти лейкограниты, интрузирующие протерозойские отложения в пределах Харбейского мегаблока. Ранее рассматриваемые гранитоиды относились в том числе и к полигенному полярно-уральскому комплексу [175, 176, 201]. Согласно Легенде Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200/2, «...фактически в Харбейской подзоне и полярно-уральский и сядатаяхинский комплексы являются аналогами» [201]. В связи с отсутствием петротипического массива в названии полярно-уральского комплекса и с целью устранения в дальнейшем путаницы авторы объединяют данные гранитоиды в сядатаяхинский комплекс с петротипическим одноименным массивом (р. Сядатаяха) на листе Q-42-I, II [20].

Структурно гранитоиды тяготеют к метаморфическим куполам Евъеганскому, Лаптаюганскому и отчасти трассируют крупнейшие

линеаменты, в том числе сутурные системы, усложняя общую картину геологического строения региона. Наиболее крупные массивы – Евъеганская группа (1), Лаптаюганский (4), Изъятинский II (15), Харбейский (10) и др.

На спектрональных космоснимках гранитоиды практически не отличаются от вмещающих пород, имеют мелкозернистый, местами полосчатый рисунок с преобладанием оранжево-, розово-коричневых и бордовых цветов. В геофизических полях магнититы не выделяются на фоне вмещающих пород, имея с ними близкие петрофизические свойства. Как правило, они располагаются в слабых отрицательных магнитных полях минус 300–500 нТл. Гранитоиды характеризуются повышенными и средними значениями радиоактивности 16–25 мкР/ч и достаточно уверенно картируются на фоне 7–10 мкР/ч (прил. 11). Средняя магнитная восприимчивость $7,1 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности 2,6 г/см³.

Характерной особенностью массивов сложного состава и строения является линейно-вытянутая, пластобразная форма тел. Очень часто их мощность не выдержана, контакты нечеткие, с постоянными переходами во вмещающие породы. Размеры гранитоидных тел весьма изменчивы: протяженность обычно колеблется от 80–600 м до 2–10 км при ширине от первых метров до 400–800 м, иногда до 3 км. Микропегматитовые и гранофировые разности образуют небольшие тела изометричной формы 50–150 м в поперечнике или множество жил мощностью 0,5–2 м.

Наиболее хорошо изучена и очень важна в металлогеническом отношении Харбейская интрузия, часто фигурирующая в литературе в качестве «Харбейского штока» и имеющая в плане изометричное, почти округлое очертание диаметром 1,6 км. Она на 80% состоит из лейкократовых и алякитовых гранитов, при этом последние (~30%) занимают только юго-восточную часть массива [66, 155]. По нашим наблюдениям (в процессе проведения ГДП-200 [133]), данное тело представляет собой серповидную залежь, а не шток, вокруг выс. 617,0 (3,25 × 2,5 км), близкую по морфологии массиву, вмещающему Лонготюганское Мо-В рудопроявление, и по этому показателю ничем не отличаемое от других более крупных тел комплекса. Оно инъецировано значительным количеством малых (~100–200 м) тел лейкогранитов и долеритов субширотной и субмеридиональной ориентировки. При этом дайки долеритов на водоразделе ручьев Водопадный–Сланцевый, насчитывающие более сотни штук, принадлежат к совершенно различным формационным группам (петрохимическим сериям), в том числе и несущих урановое оруденение (Водопадное).

Эндоконтактовые изменения гранитов выражены в постепенном сокращении размеров зерен минералов и изменении их количественных соотношений. В сторону контактов уменьшается количество вкрапленников и возрастает объем микропегматитовой ткани. Породы приобретают мелко- и равномернозернистое строение.

Петрофонд комплекса разнообразен и включает наряду с биотитовыми и микропегматитовыми средне- равномернозернистыми гранитами также гранофиры, гранит-порфиры и – в отдельных случаях – субщелочные арфведсонитовые разности. При этом, последние, как было показано нами ранее на листе Q-42-I, II [20], расположены преимущественно во внутренней,

наиболее глубоко эродированной части интрузии. Микропегматитовые граниты и гранофиры развиты главным образом в ее висячем боку.

Арфведсонит-биотитовые граниты имеют темно-серую, слабозернистую окраску, массивную текстуру и среднезернистое строение. Гипсометрически они слагают нижнюю часть крупных интрузий, а в сторону контактов постепенно сменяются микропегматитовыми гранитами и гранит-порфирами. Для них характерно сохранение гранитовой или гипидиоморфнозернистой структуры, обусловленной развитием идиоморфного альбит-олигоклаза (№ 11–15) до 25–30%. Ортоклаз составляет 40–45%, кварц – 20–25%, биотит – 3–5%, постоянно присутствует арфведсонит. Акцессорные минералы представлены ортитом, эпидотом, титанитом, цирконом, магнетитом и пиритом, реже апатитом и лимонитом. Ближе к периферии интрузии появляются новообразования микроклина по ортоклазу. Кварц повсеместно катаклазирован.

Микропегматитовые и гранофировые граниты темно-серые мелкозернистые, со слабой гнейсовидной полосчатостью. Калиевый полевой шпат находится в сростках с кварцем (60–70%). В эту ткань погружен идиоморфный ортоклаз (15–20%) и менее распространенные – плагиоклаз, кварц, арфведсонит, биотит. Микропегматитовые граниты отличаются появлением граната.

Гранит-порфиры развиты преимущественно в верхней части пластообразной залежи арфведсонит-биотитовых гранитов, где образуют оторочку мощностью до 30 м и более. В висячем боку они сменяются микропегматитовыми гранитами, а в лежачем – биотитовыми. Минеральный состав порфировидных гранитов (%): калиевый полевой шпат (40), кварц (30), плагиоклаз (25), мусковит (5). В породах установлены акцессорные минералы: циркон, апатит, ильменит, титанит, анатаз, турмалин.

Породы комплекса принадлежат к подгруппам гранитов и лейкогранитов ($\text{SiO}_2=68,36-76,18\%$) преимущественно нормальной (рис. 2) и умеренной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,06-9,27$), с редкими отклонениями до субщелочных ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=10,27-10,69\%$). По линейным дискриминантным функциям они соответствуют постороженным гранитоидам А-типа. На диаграммах Дж. Пирса, П. Минара и Ф. Пикколи (рис. 15) большинство фигуративных точек имеют координаты или тяготеют к постороженным коллизионным гранитам.

Спектры РЗЭ (рис. 15) имеют V-образную форму с четко выраженным европиевым минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,05-1,02$), характер кривых отрицательный, легкие РЗЭ несколько преобладают над тяжелыми ($\text{La}/\text{Yb}=0,81-8,47$). Сумма РЗЭ в целом колеблется от 31,86 до 118,4 г/т.

Геохимический спектр весьма разнообразен и характеризуется повышенными содержаниями ($\text{Kk} > 1$) Ni, Mo, Bi, Th; околочларковскими – Co, Nb, Sb, Pb и пониженными – Li, V, As, Be, Zn, W, U. По индексу ASI исследуемые граниты образовались в условиях континентальной коллизии (рис. 3). Петрохимическая характеристика пород приведена в прил. 8.

С сядатаяхинским комплексом генетически связано оруденение вольфрам-молибденовой грейзеновой формации (Харбейское месторождение), молибден-медно-порфировой формации (Реальгаровое проявление)

- | | | | |
|--------------|--------------|--------------|-------------|
| 1 ★ 08-820 | 5 ■ 09-24 | 9 * 08-23 | 13 ▼ 09-2-3 |
| 2 ■ 08-9(1) | 6 ● 08-15-1 | 10 ▨ 09-11-4 | |
| 3 ● 08-802 | 7 ● 08-239 | 11 ▨ 08-213 | |
| 4 ▲ 09-215-1 | 8 ◆ 09-255-1 | 12 ▲ 09-4-3 | |

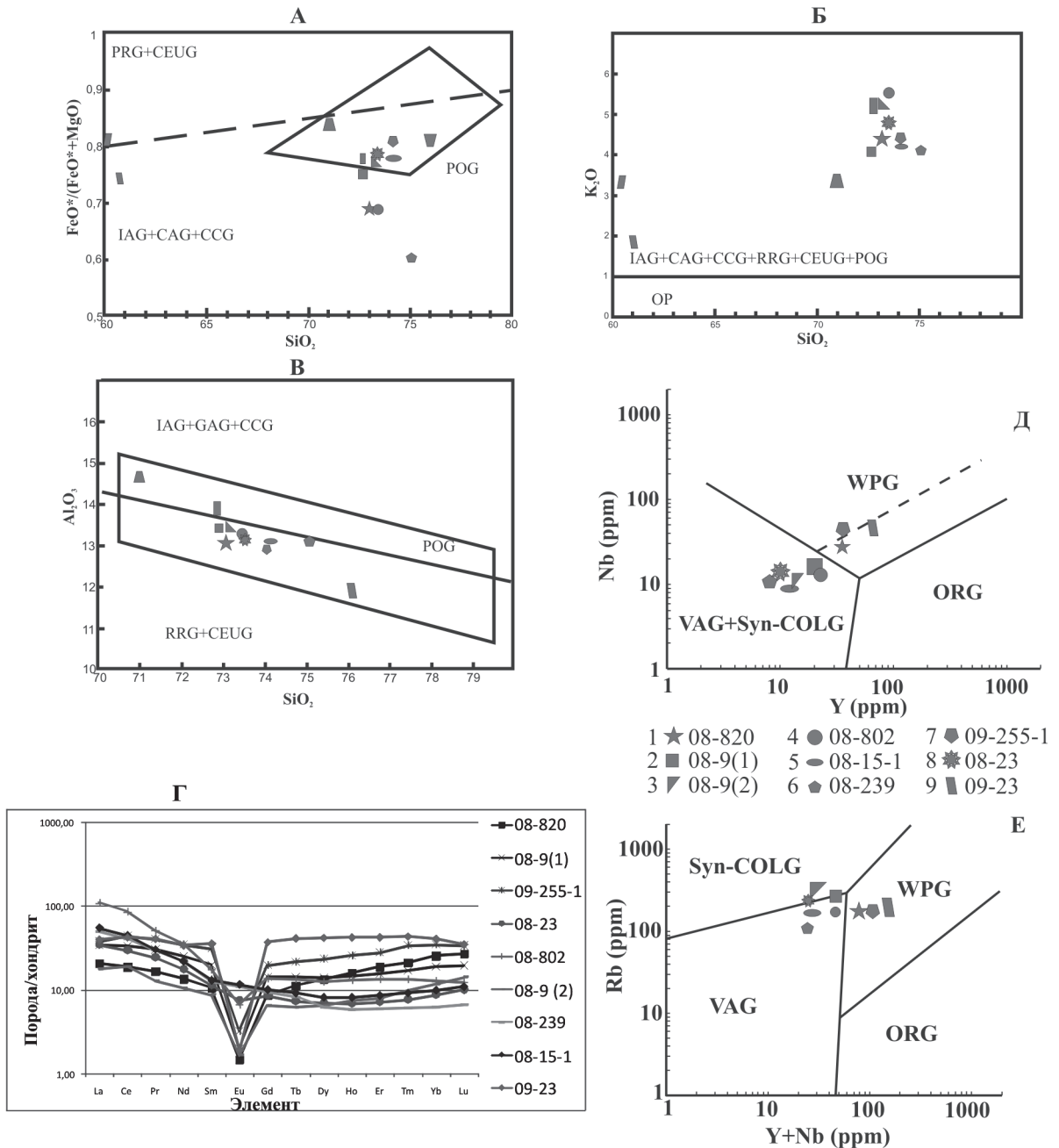


Рис. 15. Петрогеохимическая характеристика пород сядатаяхинского комплекса.

А, Б, В – дискриминационные диаграммы П. Мениара, Ф. Пикколи. Поля на диаграмме: IAG – гранитоиды островных дуг, GAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG – гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий, OP – океанические плагиограниты.

Условные обозначения для диаграмм А, Б, В: гранит (1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 12, 13), гранитогнейс (3, 9), кварцевый диорит (10, 11).

Г – спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах сядатаяхинского комплекса, нормированных к хондриту.

Д, Е – дискриминационные диаграммы для гранитоидов Дж. Пирса Rb – (Y+Nb) и Nb – Y. Поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, Syn-COLD – коллизийные граниты.

Условные обозначения для диаграмм Д, Е: гранит (1, 2, 3, 5, 6, 7, 9), гранитогнейс (4, 8).

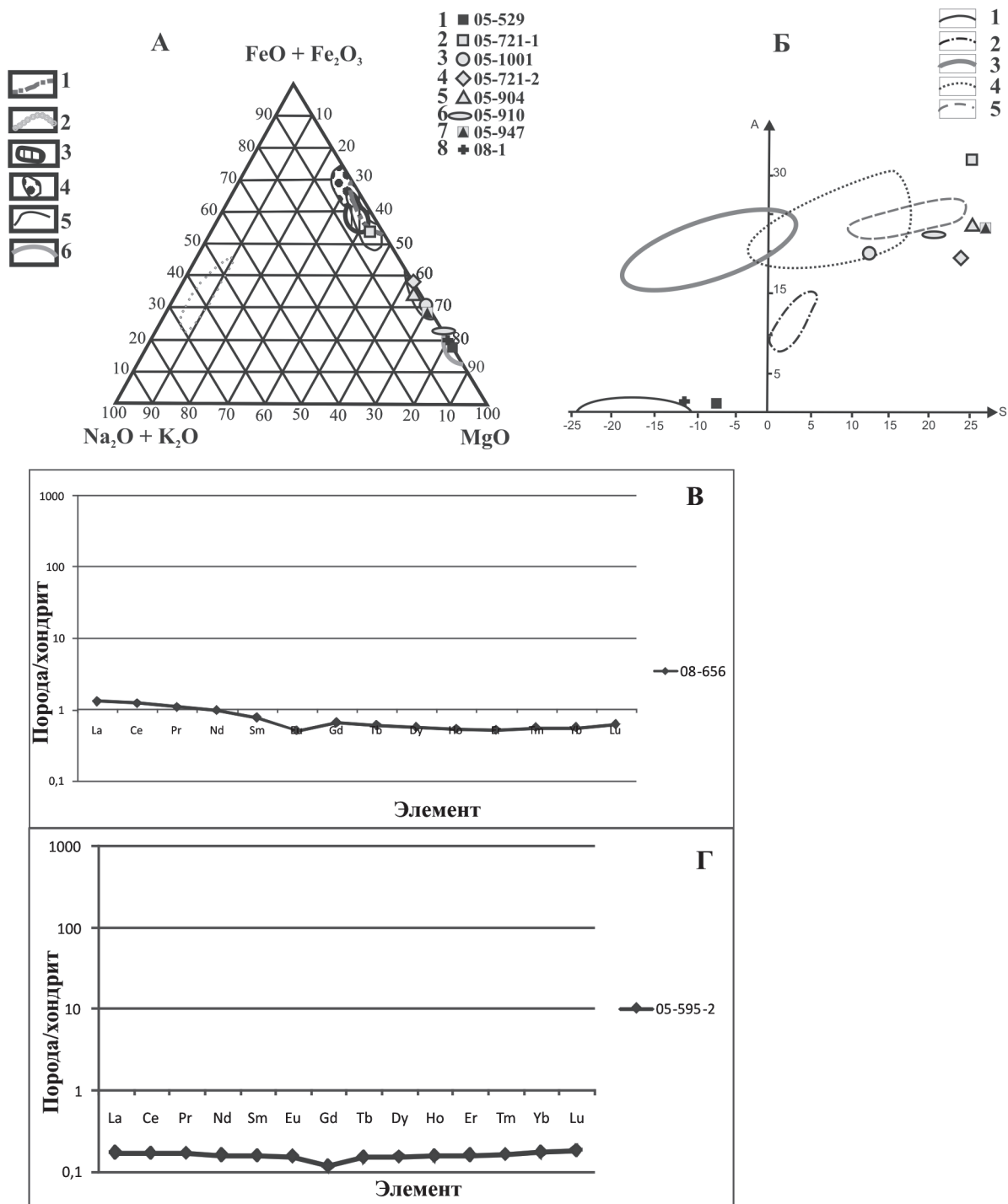


Рис. 16. Петрогеохимическая характеристика гипербазитов сыумкеуского (1), малохадатинского (2–7) и райизско-войкарского (8) комплексов.

А – Тройная диаграмма соотношения А–F–M: Na₂O+K₂O–FeO+Fe₂O–MgO в ультраосновных породах. Поля на диаграмме: 1 – клинопироксениты периферии, 2 – щелочные породы, 3 – меланократовые породы, 4 – клинопироксениты «полосчатого» комплекса, 5 – силикатные стекла в составе силикатно-оксидно-железистых сферул из дунитов, 6 – дуниты.

Б – диаграмма А–S. Поля на диаграмме: 1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – рудные клинопироксениты, 4 – клинопироксениты периферии, 5 – меланократовые габброиды.

Условные обозначения к диаграммам А, Б: сыумкеуский комплекс: серпентинит (1), малохадатинский комплекс: верлит (2), пироксенит (3, 4, 5, 6, 7), райизско-войкарский комплекс: дунит (8).

В – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах райизско-войкарского комплекса, нормированных к хондриту.

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах малохадатинского комплекса, нормированных к хондриту.

золота, молибдена), а также отмечена парагенетическая связь с проявлениями железа, молибдена железорудной скарново-магнетитовой формации (Костальбейское проявление).

По своим петрографическим, петрохимическим, геохимическим особенностям и металлогении породы сядатаяхинского комплекса относятся к адамеллит-гранитовой формации [132, 133].

Возраст пород комплекса принят нами как венд-кембрийский на основании геологических данных и согласно «Легенде...» [201], где для Харбейского массива сотрудниками ВСЕГЕИ [66, 155] установлены изотопные значения U-Pb методом по цирконам $591,69 \pm 12$ Ма; $558,4 \pm 7,7$ Ма; 507 ± 19 Ма (прил. 6).

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования данного возрастного уровня ограничено распространены на территории листа и представлены только хартманюшорским комплексом.

Хартманюшорский комплекс измененных ультрамафитов ($\Sigma' \mathcal{C}_3 - O_{1hr}$) включает небольшие тела апоперидотитовых, аподунитовых, антигоритовых серпентинитов. Предложен нами для пород, локализующихся только в пределах Харбейско-Марункеуской СФЗ и трассирующих Лаптаеганскую зону. Петротип – на территории листа Q-42-VII, VIII; название дано по руч. Хартманюшор.

На местности серпентиниты образуют средне-, мелкоглыбовые и мелкощебнистые развалы, выделяющиеся характерной бурой корочкой выветривания. При дешифрировании АФС тела серпентинитов хорошо выделяются по светлому фототону и равномерному крапчатому рисунку с четкими границами, соответствующими на местности границам их элювиально-делювиальных развалов. Крупные тела гипербазитов опознаются по характерному останцово-бугристому рельефу. На карте гравитационного поля гипербазиты практически не выделяются, ввиду их небольших размеров. В магнитном поле наиболее крупные массивы фиксируются положительными аномалиями интенсивностью до 100 нТл, иногда точечными аномалиями напряженностью до 600 нТл. Магнитная восприимчивость $5563,3 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности $2,92$ г/см³.

Массивы линзообразной и субизометричной формы слагают тела размером от нескольких метров до 1,2 км по длинной оси (район оз. Хартманюто). Тела линзовидной формы имеют размеры от первых метров до $100-200 \times 10 - 50$ м, реже до 200×800 м. Контакты тектонические, с зонами меланжа, расщелачивания и развитием талька, анкерита, антофиллит-асбеста, иногда с сульфидами. Наиболее интересные коренные выходы установлены в истоках рек Няравеча, Большой Харбей, ручьев Хартманюшор, Яршор, в бортовых частях р. Лаптаеган [133].

Апоперидотитовые серпентиниты имеют реликтовую порфиридовидную петельчатую структуры. Порфиридовидные выделения представлены оливином, ортопироксеном, нацело замещенными агрегатом серпентина, брусита, тремолита, талька, боулингита размерами до 3 мм. Основная ткань

сложена агрегатом хлорита и серпентина с магнетитом, хромитом, ильменитом. Серпентиниты неясной первичной природы имеют петельчатые, параллельно- и спутанно-волокнистые структуры; состоят из лизардита, антигорита, серпофита (до 95–100%), с тальком, тремолитом, анкеритом, доломитом. Рудные минералы: магнетит (до 10%), хромит. В брекчиевых разностях отдельные обломки выполнены серпентин-тальковым агрегатом, а по трещинам развит мелкочешуйчатый серпентин. Хромит образует мелкозернистые полосчатые выделения в серпофите или гнездово-прожилковые выделения в доломитовой «рубашке» размером до 1–3 мм.

Гипербазиты, слагающие тело в поясе даек габбродолеритов, отличаются порфиroidной структурой за счет выделений бастита, находящихся в микролепидогранобластовой массе серпентина. В небольших количествах (до 5%) встречаются титанит, иддингсит, рудный минерал; в брекчиевидных разностях – буроватая и зеленоватая шпинель.

Породы комплекса принадлежат к семейству перидотитов с нормальной, реже низкой щелочностью калиево-натриевого, натриевого типа, с повышенным содержанием титана (0,3–0,5%). Они низкоглиноземистые. По соотношению $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ средний состав их соответствует верлитам – роговообманковым перидотитам. Серпентиниты, залегающие в поле даек габбродолеритов, по химизму близки к пикритам. На TASS-диаграмме (рис. 2) по содержанию SiO_2 (42,77%) породы заняли переходную область между дунитами и пироксенитами, при суммарной щелочности $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0,33\text{--}0,47\%$, с преобладанием в них натрия над калием и повышенным железом ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 10,63\%$). Кривые спектров РЗЭ (рис. 11) с отрицательным уклоном ($\text{La/Yb}=4,55\text{--}6,95$) имеют европиевый минимум ($\text{Eu/Eu}^*=0,60\text{--}0,9$), сумма РЗЭ не превышает 44,8 г/т.

Геохимический спектр характеризуется повышенными содержаниями ($\text{Kк} > 1$) Th, U, Pb, Cu, V; околотларковыми – Ti, Cr, Mn, Rb и пониженными – Li, As, Nb, Mo и др.

По всем петрологическим параметрам апогипербазитовые серпентиниты хартманюшорского комплекса принадлежат к ультрамафитовой дунит-перидотитовой формации.

Минерагеническая специализация комплекса скудна и обусловлена редкими и незначительными проявлениями талька в контактовых зонах серпентинитов.

Возраст пород комплекса установлен на основе изотопных U-Pb определений (SHRIMP-II) по цирконам, выделенным из серпентинизированных перидотитов, и составил 502 ± 6 млн лет. С учетом геологического положения (интродуирование дорифейских отложений) его можно принять позднекембрийско-ордовикским.

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования данного возраста распространены в пределах Войкарской (райиско-войкарский, кэршорский комплексы) и Щучьинской (сыумкеуский, малохадатинский комплексы) СФЗ.

Райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс плутонический ($0\sigma O_{1-2}rv$) объединяет сложнопостроенные ультраосновные массивы, протягивающиеся с небольшими перерывами вдоль всего Уральского хребта. Впервые выделен Ю. Е. Молдавцевым в 1972 г. под названием войкарско-сыннинского дунит-гарцбургитового комплекса с раннесилурийским возрастом [62]. С 1988 г. [45] за комплексом было закреплено название райизско-войкарского с возрастом O_3-S_1 . Название дано по наиболее крупным массивам, выявленным на Полярном Урале к юго-западу от изучаемой территории. Петротип расположен на листе Q-41-XII в районе массива Рай-Из [175]. В Щучинской СФЗ аналогом райизско-войкарского считается сымкеуский комплекс, с которым он имеет значительное сходство.

На рассматриваемой территории породы комплекса слагают небольшие близозометричные тела в верхнем течении р. Большая Няравеча, по зоне Главного Уральского надвига (I) надвинутые на образования Харбейского мегаблока ($I-B2$). Размер наиболее крупного тела, слагающего гору Няравеча, составляет 2×4 км. Гипербазиты имеют сложные тектонические соотношения с вмещающими породами. Они со всех сторон, кроме юго-западной части, по зоне Главного Уральского надвига граничат с раннепротерозойскими отложениями ханмейхойской свиты, а с юго-запада также по зоне тектонического нарушения контактируют с габброидами и габброамфиболитами сложнопостроенного кершорского комплекса.

Няравечский массив ($I9$) в центральной части сложен гарцбургитами, ближе к контакту переходящими в лерцолиты и оливиновые пироксениты. Породы в разной степени серпентинизированы, как правило, непосредственно в тектонических зонах превращены в апоперидотитовые антигоритовые серпентиниты.

На аэрофотоснимках и спектрзональных космоснимках в комбинации 7-4-2 прекрасно диагностируются по интенсивному фиолетовому цвету. В магнитном и гравитационном полях ультраосновные породы горы Няравеча практически не выражаются из-за небольшой мощности распространения ультрабазитов на глубину, а сам массив располагается в зоне перехода отрицательных значений ΔT в положительные.

Гарцбургиты представлены массивными средне- и крупнозернистыми разностями гипидиоморфнозернистой структуры, содержание оливина изменяется от 60 до 80%, количество энстатита колеблется от 10 до 40%. В интенсивно серпентинизированных гарцбургитах энстатит замещается баститом, а оливин переходит в γ - и β -лизардит. В зонах региональных тектонических нарушений и при приближении к контактам массива широкое развитие приобретают процессы антигоритизации. В породах практически повсеместно отмечается редкая аксессуарная вкрапленность хромшпинелида в количестве 1–2%. Иногда эти минералы образуют шлировидные или струйчатые скопления, тогда количество их может подниматься до 5–7%. Кроме того, характерной особенностью гарцбургитов является практически равная железистость у входящих в их состав энстатита и оливина, составляющая от 8,5 до 11,0%. Вторичные минералы представлены лизардитом, тальком, антигоритом, хроммагнетитом и магнетитом.

По содержанию лантаноидов гарцбургиты комплекса отличаются вогнутым трендом кривой распределения, который характерен для офиолитовых альпинотипных ультрабазитов Урала [9], с отчетливым профицитом легких по отношению к тяжелым РЗЭ ($La_n/Yb_n=2,34$) (рис. 16). Наличие небольшой, но отчетливой отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0,71$) свидетельствует о метаморфических изменениях, которые принимают участие в формировании пород комплекса на заключительных стадиях его развития. Отличительной особенностью изученных гарцбургитов является также повышенный уровень значений содержания РЗЭ (здесь он практически соответствует их количеству в хондритах) по сравнению с ультрабазитами Сьумкеуского комплекса, где это значение в 10–100 раз ниже.

Минерогеническая специализация ультраосновных пород райзско-войкарского комплекса характеризуется наличием рудопроявлений и пунктов минерализации хромитов. На смежной территории (лист Q-41-III) с ними связано крупнейшее на Полярном Урале месторождение хромитов Центральное, кроме того, с хромитами связаны проявления высокотемпературной (Os, Ir, Ru) платиноидной минерализации.

Возраст комплекса (возраст выдвигения) принят согласно «Легенде...», 2009» [201] ранне-среднеордовикским. По данным В. Ф. Морковкиной (1965 г.), возраст флогопита из оторочек альбититовых жил, секущих гипербазиты Войкарского массива, составляет 405 млн лет, что соответствует раннему девону и отвечает этапу метаморфического изменения ультраосновных пород.

Сьумкеуский комплекс дунит-гарцбургитовый плутонический (σ , Σ , σ - $\sigma O_{1-2}?$) объединяет дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, вебстериты и образованные по ним лизардитовые и антигоритовые серпентиниты, слагающие Харчерузский массив (9) в пределах Сергайского блока ($I-B1^1$), а также Яркеуский клипп ($I-B1^3$) в Харбейском мегаблоке ($I-B2$). Вышеназванный массив отделен от Сьумкеуского (лист Q-42-I, II) зоной крупного субширотного нарушения. В районе последнего широко распространены образования малькского (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, габброамфиболиты) и частично харампейско-масловского (габбро, габбронориты) комплексов, контакты с которыми повсеместно задернованы, но по большей части имеют тектонический характер.

Внутреннее строение комплекса неоднородно и характеризуется чередованием и взаимопроникновением дунит-гарцбургитовой и гарцбургит-лерцолитовой полосчатых ассоциаций пород. Преимущественным распространением в массиве пользуется дунит-гарцбургитовая ассоциация. С запада и юга Харчерузский массив ограничивается Главным Уральским надвигом, который выражен в пределах западного и южного контактов зоной меланжа, состоящей из серии тектонических пластин мощностью от 50 до 100 м. Пластины сложены в разной степени серпентинизированными верлитами малохадатинского комплекса, а также антигоритовыми серпентинитами с включениями маломощных линейно-вытянутых вдоль контакта тел дунитов, гарцбургитов и иногда габброамфиболитов малькского комплекса.

На картах магнитного поля ультрабазиты отражаются стабильными положительными аномалиями интенсивностью до 10–12 нТл. На

спектрональных космоснимках в комбинации 7-4-2 выделяются по интенсивному фиолетовому цвету с ярким малиновым оттенком. В поле силы тяжести породы характеризуются высокими значениями Dg – до 80 мГал.

Комплекс представляет собой ультрабазитовую часть офиолитовой ассоциации, в структурном отношении слагающую линзовидное тело субширотного простирания, которое в виде пластины надвинуто на древнее протерозойское основание, выполненное мигматитами и гранитогнейсами Харбейского мегаблока.

В строении съумкеуского комплекса, по данным А. К. Афанасьева [105], выделяется два типа разреза – гарцбургит-лерцолитовый и дунит-гарцбургитовый. Гарцбургит-лерцолитовый тип расположен в основании и на 95% сложен гарцбургитами и лерцолитами. Выделение границ этого типа разреза достаточно условно, из-за интенсивно проявленных процессов серпентинизации. Дуниты среди гарцбургитов встречаются редко (< 5% объема пород) и образуют ориентированные в различных направлениях линзовидные и жилородобные тела мощностью 0,1–0,5 м, реже первые метры. Контакты с гарцбургитами резкие, без видимых изменений. Породы дунит-гарцбургитового типа разреза локализованы между образованиями гарцбургит-лерцолитового типа и дунит-верлит-клинопироксенитового малохадатинского комплекса. В строении разреза принимают участие гарцбургиты и дуниты. Последние фрагментарно прослеживаются в субширотном направлении вдоль всего массива Харче-Русь. По минеральному составу среди образований этого типа встречается широкий спектр пород – от дунитов до гарцбургитов. Дуниты распространены относительно равномерно по всей площади, тяготея в различных районах либо к контактам комплекса, либо к центральным частям массива.

Вторичные изменения пород имеют общую регрессивную направленность и подразделяются на три этапа. С первым этапом связаны процессы тремолитизации, хризотилитизации и антигоритизации. Хризотилитизация и тремолитизация проявлены в массиве равномерно, антигоритизация имеет резко локальный характер и приурочена к зонам тектонических нарушений. Второй этап преобразования пород наиболее полно проявился в зонах тектонических нарушений, а также в районах контактов гипербазитов с породами рамы. Продукты отличаются большой изменчивостью минерального состава и представлены брусит-антигоритовыми серпентинитами и жильными телами плагиоклазитов. С третьим этапом метаморфизма в гипербазитах связано развитие просечек гамма-хризотила с магнетитом, хризотил-асбеста, а также проявления талька.

Химический состав гарцбургитов соответствует средним составам по магнезиальности и известковистости, отличаясь несколько повышенной глиноземистостью, железистостью и щелочностью. Состав дунитов близок к теоретическим значениями (рис. 16) и отличается несколько пониженной глиноземистостью при относительно маложелезистом оливине ($f=7-8\%$).

В целом по петрографическим, петрохимическим и геохимическим параметрам породы съумкеуского (Щучьинская СФЗ) и райизско-войкарского (Войкарская СФЗ) комплексов близки между собой, но наблюдаются и определенные отличия. Так, в съумкеуском комплексе наиболее

распространенными породами являются дуниты и гарцбургиты, тогда как в райизско-войкарском (гора Няравеча) чаще всего встречаются лерцоли-ты и оливиновые пироксениты. Геохимические спектры фиксируют повышенные концентрации в породах Войкарской СФЗ германия и висмута, а образования сыумкеуского комплекса отличаются высокими значениями кларков концентраций серебра, палладия и кадмия. Для кривых распределения РЗЭ обоих комплексов характерен плоско-вогнутый тренд, что является отличительной особенностью гипербазитов офиолитовой ассоциации, но по основным параметрам они несколько различаются. В серпентинитах сыумкеуского комплекса отмечается небольшая положительная европейская аномалия и плоский характер кривой, тогда как для серпентинизированных дунитов райизско-войкарского комплекса показательно наличие слабой отрицательной аномалии по количеству Eu и превышение в 2 раза содержания легких РЗЭ над тяжелыми. Все эти отличия могут указывать на различный уровень глубины формирования пород комплексов, обусловивших разную степень метаморфических преобразований в них.

Минерагеническая специализация пород комплекса обусловлена проявлениями высокоглиноземистой хромитовой минерализации, которая характерна для офиолитового типа хромитовых руд [167]. С породами комплекса связаны также пункты минерализации огнеупорных дунитов и проявления талька. Нами в процессе работ по ГДП-200 [133] в породах сыумкеуского комплекса установлены концентрации золота до 2,76 г/т, связанные с проявлениями хромитов, с ультраосновными породами и с образованиями войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов, окаймляющих Харчерузский массив с юга и запада.

Ранне-среднеордовикский возраст пород комплекса принят согласно «Легенде ... , 2009» [201], однако в настоящее время есть сведения о более древнем происхождении ультраосновных пород (604 ± 39 млн лет, что соответствует рифей-вендскому времени [74]). Наиболее вероятным временем образования (временем выдвигания) ультраосновных массивов на Урале принято считать ранний–средний ордовик и для перевода их в более древний возраст пока недостаточно данных.

Малохадатинский комплекс дунит-верлит-клинопироксенитовый плутонический (vс , $\sigma_{\text{O}_{2-3}mh}$) выделен В. А. Душиным [20] из состава харампэйско-масловского, в качестве северного аналога кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Породы, слагающие полосчатый комплекс, расположены к востоку от гипербазитов Харчерузского массива (9). Характерной особенностью комплекса является полосчатость, которая обычно направлена вдоль контакта с ультраосновными породами. На исследуемой территории он представлен дунитами, верлитами, клинопироксенитами и вебстеритами, в том числе оливиновыми.

В магнитном поле породы комплекса проявлены в виде знакопеременных аномалий, а на гравиметрических картах выделяются по резкому повышению интенсивности Δg . На спектрональных космоснимках (СЗКС) в комбинации 7-4-2 отличаются насыщенным фиолетовым цветом на фоне ярко-красных тонов габброидов масловского комплекса и малинового оттенка гипербазитов массива Харче-Рузь.

Верлиты картируются в центральных частях развития пород малохадатинского комплекса, где представлены шлировидными и жилоподобными образованиями внутри пироксенитов, мощность которых обычно не превышает 1–3 м. Между верлитами и пироксенитами повсеместно наблюдаются постепенные переходы. Дуниты обычно образуют согласные маломощные тела (мощность 2–5 м) среди верлитов и пироксенитов. В результате наложенных процессов регионального метаморфизма, а также в непосредственной близости от тектонических нарушений, формируются гранатсодержащие, гранат-шпинелевые клинопироксениты, шпинельсодержащие и гранат-шпинелевые вебстериты.

Для образований малохадатинского комплекса характерен единый минеральный парагенезис, в котором разности пород связаны между собой постепенными переходами и отличаются только соотношением минералов. Наибольшим распространением пользуются оливиновые клинопироксениты и верлиты массивной текстуры с гипидиоморфными микроструктурами; дуниты встречаются редко и являются реликтами первичного строения краевой части комплекса. Среди клинопироксенитов чаще всего встречаются однородные разновидности с панидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Минеральные ассоциации клинопироксенитов: диопсид ($Hd=4-5\%$) + оливин ($f=16\%$) + рудный минерал (хроммагнетит); парагенезис верлитов: диопсид ($Hd=3-10\%$) + оливин ($f=14-17\%$) + гиперстен + хромит высокожелезистый + магнетит. Рудные минералы слагают аксессуарную вкрапленность. Дуниты комплекса представлены практически мономинеральным высокожелезистым оливиновым парагенезисом с количеством фоялитовой составляющей от 14 до 17%, с аксессуарной вкрапленностью хромита и пылевидного магнетита.

Вторичные преобразования в породах проявлены повсеместно и сходны с метаморфизмом образований сьумкеуского комплекса. Продукты первого этапа имеют регрессивную направленность и выражены в серпентинизации оливина и амфиболлизации клинопироксена. В дунитах, кроме того, отмечается образование α -хризотила и тремолита. Процессы антигоритизации отчетливо проявляются лишь в приконтактных зонах и вблизи тектонических нарушений. С завершающим этапом метаморфизма связана менее масштабная серпентинизация, которая приводит к формированию зон, обогащенных серпофитом и γ -хризотилом. В телах перидотитов, на контакте с габброидами, иногда присутствуют просечки хризотил- и амфибол-асбеста.

Химический состав пироксенитов соответствует стандартным значениям содержаний главных оксидов. Верлиты более кремнистые и глиноземистые, при относительно пониженной магнезиальности. Состав дунитов стандартный, только оливин в них отличается несколько повышенной железистостью (рис. 16).

Геохимический спектр пород малохадатинского комплекса характеризуется повышенными содержаниями халькофильных элементов в пироксенитах: Pb ($Kk=16-27$), Zn (4,18–4,5), Mo (3,5), Cu (2,15). Кроме того установлены высокие концентрации V (5,78–7,16), Cr (2,41–2,68). В оливиновых клинопироксенитах, которые являются наиболее распространенными

породами, отмечены очень высокие концентрации Cu ($K_k=157,4$), Bi (86,4) и Tl (78,4), а также повышенные содержания Ga (28,7), Be (22,0), In (18,9), U (9,9) и Co (9,0). Распределение РЗЭ аналогично их распределению в породах сьумкеуского комплекса, только с меньшими концентрациями почти всех РЗЭ, особенно Eu и практически прямолинейным трендом кривой ($La_n/Yb_n=0,99$) (рис. 16). Такое близкое поведение трендов распределения РЗЭ объясняется, видимо, вхождением комплексов в одну офиолитовую ассоциацию и близостью времени формирования.

Происхождение комплекса связывается с контактовым взаимодействием ультраосновных пород с габброноритами харампэйско-масловского комплекса.

Следует отметить, что в отличие от расположенного в Войкарской СФЗ кэршорского комплекса, описанные образования характеризуются полным отсутствием базитовой составляющей и значительным сходством по составу и геодинамическим особенностям породам более древнего сьумкеуского комплекса.

Возраст малохадатинского дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса принимается согласно «Легенде...», 2009» [201] и соответствует среднему–позднему ордовику, что согласуется с его общей структурной позицией.

Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (Σ, vO_{2-3k}) развит в виде узкой полосы, протягивающейся в субширотном направлении, в центральной части территории листа Q-42-VII по границе Войкарского синклинория (*I-B2*) с породами древнего Ханмейхойского блока (*I-B2₁¹*). Название дано по одноименному ручью в восточном обрамлении Войкаро-Сыньинского массива, где впервые в 1966 г. Ю. Е. Молдаванцевым описан петротип на участке между рекам Труба-Ю и Лагорта-Ю. Комплекс охарактеризован А. А. Савельевым как трубаюская формация.

По сравнению с малохадатинским комплексом (Щучинская СФЗ) магматические породы кэршорского комплекса отличаются незначительным развитием ультрабазитов, представленных аподунитовыми серпентинитами, выполняющими небольшие линзовидные тела непосредственно в зоне тектонического контакта с образованиями ханмейхойской свиты и ориентированными параллельно зоне Главного Уральского надвига (*I*). В плане эта зона разлома трассируется маломощными blastomylonитами и будинированными телами ультраосновного состава. С габброидами кэршорского комплекса тесно связаны дайки и поля даек долеритов и габбродолеритов (микробаббро), которые предыдущими исследователями выделялись в комплекс параллельных даек, синхронных по возрасту вмещающим их породам.

Петрографический состав комплекса весьма разнообразный. Главными породами, слагающими большую часть площади, являются габбро, иногда частично амфиболитизированные. Соотношения между породами различные, в одних случаях фиксируются четкие контакты, в других – постепенные переходы аподунитовых серпентинитов к полосчатым габбро.

В пределах развития полей габброидов кэршорского комплекса предполагаются как лейко-, так и мезократовые разновидности пятнистой и

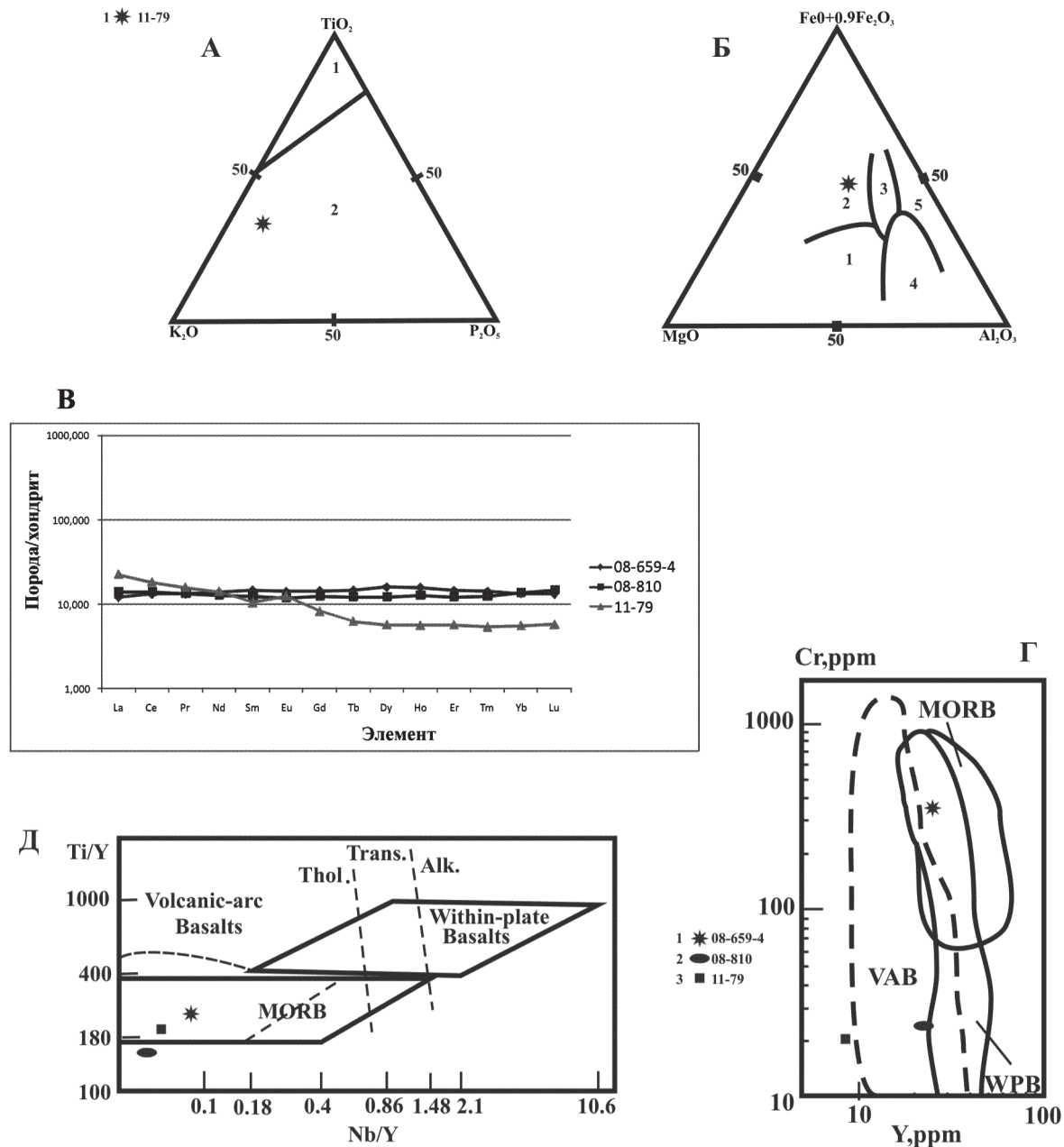


Рис. 17. Петрогеохимическая характеристика пород кэрсорского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

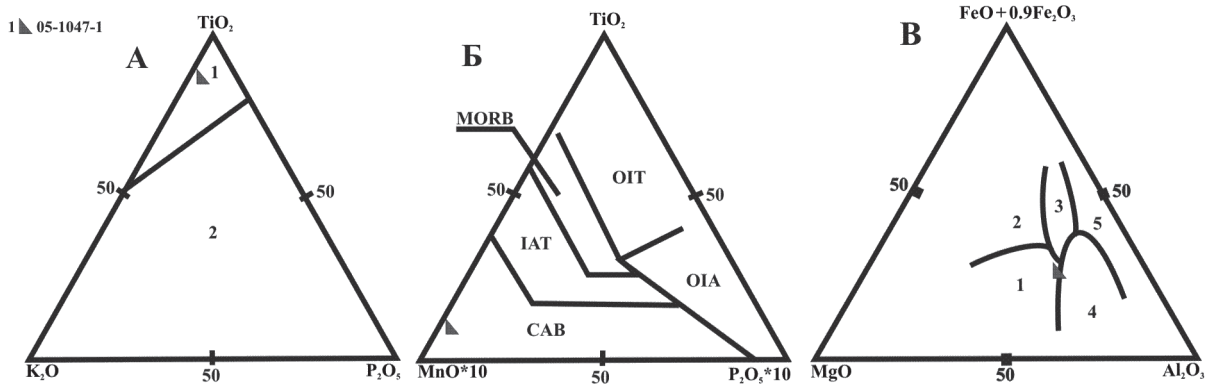
Условные обозначения для диаграмм А–В: габбро (1).

В – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах кэрсорского комплекса, нормированных к хондриту.

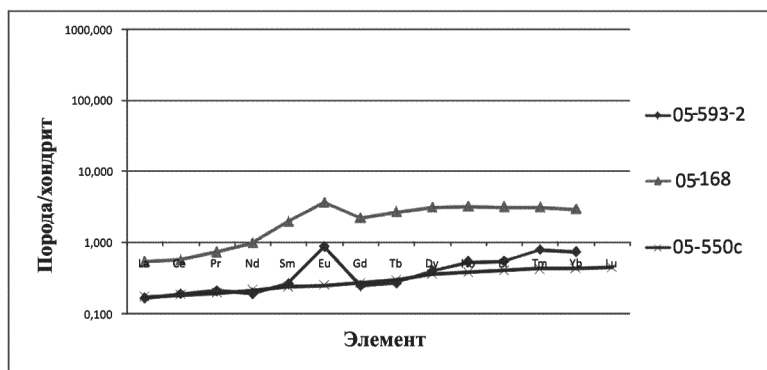
Г – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

Д – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Г–Д: габбро (1, 2, 3).



Г



Д

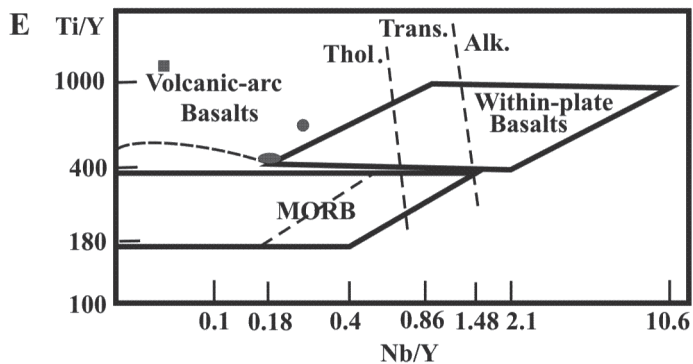
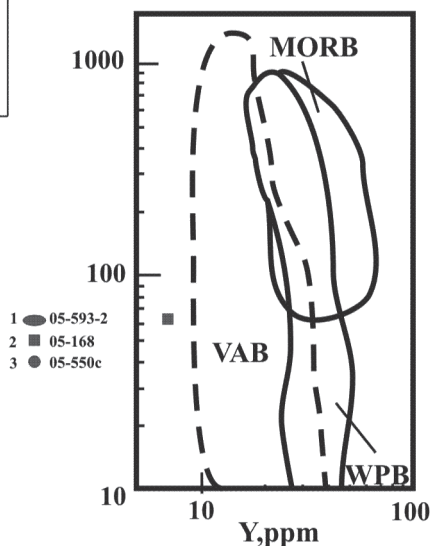


Рис. 18. Петрогеохимическая характеристика пород малькского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толситы, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: метагаббро (1).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах малькского комплекса, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: метагаббро (1, 2), габброамфиболит (3).

линзовидно-полосчатой текстуры. Структура пород изменяется от мелко- до крупнозернистой, реже пегматоидной – габбровой. Породы интенсивно изменены, первичные минералы практически отсутствуют. Моноклинный пироксен уралитизирован, плагиоклаз замещен соссюритом и агрегатами эпидота и цоизита. Наиболее характерными акцессорными минералами являются рутил, сфен, лейкоксен, апатит, ильменит, пирит, гематит, магнетит. Вторичные изменения представлены окварцеванием, альбитизацией, мусковитизацией и калишпатизацией. В целом габброиды кэршорского комплекса метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с отчетливым преобладанием новообразованного эпидота.

В магнитном поле образования комплекса отличаются интенсивной положительной аномалией, а в гравитационном фиксируются в контуре единой аномалии «уральского супермаксимума».

По химическому составу породы принадлежат к габброидам нормально-го ряда щелочности с несколько повышенным количеством оксида кальция, в оливинсодержащих разновидностях отмечается повышенное количество магнезии (рис. 2). Геохимическая специализация габброидов и амфиболитизированных габбро контактовой части Войкарской СФЗ с древними породами характеризуется высокими значениями V_i , околочларковыми – V, Sr, Hg и др., пониженными значениями – Li, Be, Co, Ni и др.

Распределение лантаноидов в основных разновидностях пород отличается «бонинитовым» профилем спектра редкоземельных элементов, который характерен для габброидов Платиноносного пояса Урала [100]. В данном случае наблюдается практически прямолинейный профиль кривой распределения, иногда с дефицитом тяжелых РЗЭ ($La_n/Yb_n = 0,91-4,08$) (рис. 17). Кроме того, все кривые распределения габброидов имеют слабовсхолмленный тренд с небольшими знакопеременными аномалиями по количеству европия ($Eu/Eu^* = 0,96-1,35$), что может свидетельствовать об образовании этих пород в обстановке смены режима.

Характер кривых распределения РЗЭ в породах малохадаинского и кэршорского комплексов практически идентичен. Для них характерен плоско-параллельный тренд с незначительным дефицитом тяжелых лантаноидов (рис. 16, 17) и практически полным отсутствием или слабым проявлением положительной аномалии европия. Причем уровень содержаний РЗЭ в породах кэршорского комплекса в 100 раз выше, чем в малохадаинском, что в общем случае характерно для основных пород по сравнению с ультраосновными.

Во вторичных геохимических полях породы кэршорского комплекса характеризуются сравнительно высокими содержаниями никеля, иттрия и бериллия, и низкими – марганца, хрома, циркония, фосфора, меди, цинка, свинца и олова, кроме того, для базит-гипербазитовых пород, слагающих кэршорский комплекс, характерна практически полная стерильность в отношении титана.

По дискриминационным диаграммам практически все значения свидетельствуют о формировании габброидов кэршорского комплекса в условиях срединно-океанических хребтов (рис. 17).

Возраст комплекса принят согласно серийной легенде (Легенда..., 2009) [201] в интервале средний ордовик–ранний силур. В отличие от этого, полученные авторами результаты определения Rb-Sr изохронным методом (ID-TIMS) по габбро и амфиболитизированным пироксенитам массива горы Черная свидетельствуют, что изотопные значения возраста пироксенитов составляют 1155 млн лет (RF₂), а габбро – 526 млн лет (C₁) [181].

Малыкский комплекс метагаббро-амфиболитовый плутонический (*va*, *v'O₃m*) распространен на территории исследований в пределах Щучинской СФЗ и, как правило, тектонически контактирует с породами сыумкеуского (σ - $\nu\sigma O_{1-2} ?s$), малохадатинского ($\sigma\nu O_{2-3} mh$) и харампейско-масловского ($\nu S_1 hm$) комплексов. Петротип закартирован в районе р. Малыко на территории листа Q-42-I, П. Н. П. Херасковым в 1956 г. и отнесен к докембрию, впоследствии при тематических исследованиях А. П. Казака в 1977 г. назван «малыкским комплексом габброгнейсов» [25]. А. К. Афанасьевым [105] измененные метагаббронориты относились к продуктам метаморфизма харампейско-масловского комплекса, поэтому как самостоятельные образования не выделялись. При составлении Госгеолкарты-200/2 листа Q-42-I, П. В. А. Душин [20] вновь ввел его в Легенду, как уверенно выделяемое и прослеживаемое при картировании геологическое тело, породы которого по петрогеохимическим параметрам отличаются от вышеназванных харампейско-масловских.

Данные метаморфизованные образования входят в состав Юньягинского блока (*I-BI²*), а также фрагментарно встречаются в западном обрамлении Харчерузского массива (9). Породы комплекса слагают по большей части вытянутые в широтном направлении тела размером 2 × 10 км, сложенные разгнейсованными гранатовыми и безгранатовыми метагаббро и габбро-амфиболитами.

На спектрально-космоснимках (СЗКС) в комбинации 7-4-2 породы комплекса выделяются по ярко-красному цвету. На картах магнитного поля малыкский комплекс характеризуется стойкими отрицательными аномалиями, а в гравитационном поле отличаются наивысшими значениями Δg до 115 мГал, что обусловлено высокими плотностными свойствами габброамфиболитов.

Для пород характерна интенсивная полосчатость, обусловленная чередованием лейкократовых, мезократовых и меланократовых разновидностей, кроме того, цвет пород определяется содержанием в них граната – безгранатовые разновидности имеют более темную окраску. Неравномерное распределение в породе клиноцоизита, цоизита и амфибола приводит к формированию мелкой полосчатости. Мощность отдельных слоев при этом может колебаться от нескольких миллиметров до 10–20 см. Широким распространением пользуются полосчатые и гнейсоватые текстуры пород и порфириобластовые их структуры с крупными идиоморфными кристаллами граната в мелкозернистой основной массе, сложенной амфиболом и измененным плагиоклазом.

Наиболее типичный минеральный состав габброамфиболитов: роговая обманка + клиноцоизит ± гранат, причем соотношение этих минералов может меняться в широких пределах. Из второстепенных минералов

присутствуют эпидот, кварц; в качестве аксессуаров обычны титанит и сульфиды (пирит, реже халькопирит и пирротин).

Породы малькского комплекса претерпели интенсивные преобразования. В результате этих процессов первичные орто- и клинопироксены замещены амфиболами, основной плагиоклаз – цоизитом и клиноцоизитом. Также наблюдается широкое развитие граната альмандин-гроссулярового ряда. Иногда в породах сохраняются реликты первичного плагиоклаза – битовнита (№ 45–60).

Регрессивный постмагматический метаморфизм проявляется в виде многостадийных процессов гранитизации, представленных хлоритизацией и альбитизацией, широко распространены разноориентированные кварцевые и кварц-эпидотовые жилы, иногда с небольшой вкрапленностью сульфидов (пирротин, халькопирит, пирит) и более поздними процессами серицитизации и хлоритизации.

Химический состав пород соответствует габброидам нормального ряда щелочности, в редких случаях – монцогаббро (рис. 2). Среди образований малькского комплекса часто встречаются кварцсодержащие разновидности, по химическому составу соответствующие гранодиоритам или даже кварцевым диоритам. В подобных насыщенных кремнеземом породах кварц образует мелкие (размером первые сантиметры) будинообразные выделения и имеет ярко-голубой цвет, что свидетельствует о его образовании в условиях высокого давления. Иногда в составе малькского комплекса встречаются породы с повышенным количеством кремнезема и одновременно обладающие высоким содержанием магнезии, что характерно для образований дифференцированных древних габбровых формаций. Такие магматиты характерны для субплатформенных областей, а также для наиболее древних образований, близких по своему составу к так называемым «серым гнейсам».

В породах малькского комплекса наблюдаются очень высокие концентрации Te ($K_k=90-160$), повышенные – Hg (25,9–42,7), Re (16,7–33,3), Au (2,3–11,4) и Cu (7,6–25,0).

На кривых распределения РЗЭ отмечается отчетливый европейский максимум ($Eu/Eu^*=1,65-3,42$), свидетельствующий о магматической природе метагаббро, в габброамфиболитах отмечается прямолинейный характер кривой распределения ($Eu/Eu^*=0,99$), в связи с интенсивными метаморфическими преобразованиями этих пород. Также выделяется значительный дефицит легких лантаноидов по сравнению с тяжелыми ($La_n/Yb_n=0,18-0,40$). Выгнутый тренд распределения РЗЭ говорит в пользу формирования этих пород в океанических условиях. Об этом же свидетельствует и расположение точек на дискриминационных диаграммах (рис. 18). Как показывает сравнительный анализ, магматитов аналогов малькского комплекса в Войкарской СФЗ не отмечено.

Возраст комплекса дискуссионен. По мнению А. К. Афанасьева [105], которое разделяет и М. А. Шишкин [201], комплекс является разновозрастным с образованиями харампейско-масловского, отличаясь от последнего только по степени метаморфизма. Радиологические определения Sm-Nd, U-Pb и K-Ar методами дают значения в 2,7 млрд лет, 1,32 млрд лет и

468 млн лет [83], что отвечает интервалу от верхнего архея до среднего рифея и даже раннего палеозоя. Однако единичные определения и резкий разброс значений при отсутствии однозначных геологических наблюдений не позволяют пока принять докембрийский возраст метагабброидов. Согласно «Легенде...», 2009» [201], предлагается считать малькский комплекс позднеордовикским.

СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования силурийского возраста распространены лишь в северо-восточной части территории листа в пределах Щучинской СФЗ, где представлены харампэйско-масловским и халатальбейским комплексами.

Харампэйско-масловский комплекс габброноритовый плутонический (vS_1hm). Характерной особенностью комплекса является изометричная морфология тел, имеющих различные размеры (до 6×8 км) и располагающихся к востоку и юго-востоку от сьумкеуского дунит-гарцбургитового комплекса. Обнажается в районе горы Медведь, а также в районе горы Масло (высота 480 м). Как правило, это своеобразные расслоенные концентрически-зональные массивы (13), центральная часть которых сложена габбродиоритами, сменяемыми далее нормальными амфиболовыми габбро, а ближе к периферии располагаются типичные габбронориты, подстилаемые оливиновыми и оливинсодержащими габбро. На глубине разрез завершается, по всей вероятности, верлитами или оливиновыми клинопироксенитами. Название предложено А. К. Афанасьевым [105] в 1984 г. и дано по горе Масло (лист Q-42-VII) и хр. Харампэ (лист Q-42-II), где описан петротип. На изученной территории представлен габбро, часто амфиболизированными, габброноритами и габбродиоритами.

На СЗКС в комбинации 7-4-2 диагностируются по ярко-бордовому цвету со слабым фиолетовым оттенком. В магнитном поле выделяется по стабильным положительным аномалиям. На картах поля силы тяжести породам комплекса соответствует знакопеременное поле Δg , интенсивность которого повышается до 100 мГал.

Комплекс имеет сложное строение, определяемое различной степенью метаморфической проработки пород. Тела неизмененных габброидов представлены гнейсовидными или массивными среднезернистыми разностями с габбровой структурой. В приконтактовой зоне с образованиями малохада-тинского комплекса габбронориты залегают субсогласно с полосчатостью вебстеритов, дунитов и оливиновых клинопироксенитов. Иногда мелкие прожилки габброноритов мощностью до 0,5 м пересекают оливиновые вебстериты, очень редко встречаются в других ультраосновных породах. В районе горы Масло габбронориты сложены темно-серыми разностями пород с габбровой структурой и массивной текстурой, образующими расслоенный концентрически-зональный лополитоподобный массив с увеличением основности пород с глубиной. По периферии породы падают в центр структуры под достаточно крутым углом.

Средний минеральный состав габброноритов: плагиоклаз (An_{95-100}), клинопироксен–диопсид ($Hd - 7-8\%$), ортопироксен–бронзит ($Fs - 14-20\%$), в качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит (иногда титаномagnetит) и шпинель. Процессы вторичного изменения проявляются в доизитизации и клинодоизитизации плагиоклаза, а также замещении пироксена роговой обманкой.

По химическому составу габбронориты в основном отвечают стандартным разновидностям пород (рис. 2). В некоторых анализах отмечается недонасыщенность кремнеземом, пониженное содержание глинозема при повышенном количестве магнезии ($MgO - \text{до } 16\%$), что по составу соответствует оливиновому габбро или оливиновому нориту. Кроме того, встречаются разновидности, в которых наряду с повышенным количеством кремнезема (до 63%), наблюдается повышенная магнезиальность (до 9%), свидетельствующие о принадлежности этих пород к бонинитовой серии, характерной для энсиматических островных дуг [24, 82].

Геохимический спектр пород отличается повышенными концентрациями Re ($Kk - \text{до } 688$), Te (192), Hg (31), Cu (13,4) и Pd (8,8). По тренду содержаний РЗЭ габбронориты относятся к островодужным образованиям, характерной особенностью которых является пониженное количество легких лантаноидов по отношению к тяжелым ($La_n/Yb_n = 0,3-0,6$) и отмечается значительная положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 1,6-1,64$) (рис. 19), свидетельствующая об их образовании в результате кристаллизации магматического расплава. По содержанию микроэлементов габбро и плагиоклазиты практически не отличаются от габброноритов за исключением несколько повышенного количества Os ($Kk - \text{до } 62,6$), Ge (5,5–15,2), Sr (1,2–1,4) и Mo (1,1–1,2). Тренд распределения лантаноидов при этом отличается значительным профицитом тяжелых РЗЭ ($La_n/Yb_n = 1,8-2,9$) с отчетливой европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1,31-1,59$) (рис. 19).

Минерагеническая специализация пород обусловлена формированием платиноидной минерализации, связанной с малосульфидным пирротин-халькопиритовым оруденением в габброноритах. Кроме того, с образованиями харампэйско-масловского комплекса связаны концентрации Fe, Ti и V, принадлежащие к ванадий-титан-железорудной ультрамафит-мафитовой формации (качканарский тип) и пункты минерализации платиноидно-медно-никелевой сульфидной ультрамафит-мафитовой рудной формации (норильский тип).

Структурно габбронориты харампэйско-масловского комплекса, по всей видимости, представляют собой корневые части древних вулканических аппаратов, заложившихся на коре океанического типа, и отвечают начальной стадии формирования островной дуги.

Возраст пород комплекса принимается как раннесилурийский, согласно «Легенде...», 2009» [201]. Однако авторами получены радиологические определения Sm-Nd методом 1061 ± 12 млн лет, свидетельствующие о среднерифейском (RF_2) возрасте формирования габброноритов харампэйско-масловского комплекса.

Халатальбейский комплекс параллельных даек гипабиссальный ($\beta S_1/hl$) предложен В. А. Душиным [20]. Название дано по р. Халатальбей,

где в верхнем течении в карьерах на 98–100-м км ж/д Обская–Бованенково закартирован петротип комплекса.

В состав включены дайковые образования, рассмотренные И. В. Семеновым [81] как халатальбейский фрагмент комплекса параллельных даек, а А. К. Афанасьевым – как субвулканическо-гипабиссальная фация II фазы харампэйско-масловского комплекса [105].

Представлен сериями тесно сближенных субпараллельных долеритовых даек в габброидах малыкского ($v'O_3m$) и харампэйско-масловского (vS_1hm) комплексов, пакетами «дайка в дайке» со скринами габбро и горнблендитов. Породы комплекса пространственно тяготеют к восточному обрамлению гипербазитового массива Харче-Рузь, а также распространены в долине руч. Тальбейшор и в среднем течении р. Юньяха, где в естественных обнажениях в обрывистом берегу закартирован пакет даек субмеридионального простиранья.

В физических полях дайки практически не выражаются на фоне интенсивного положительного гравитационного поля базитов. В сложном знакопеременном магнитном поле на фоне габброидов с высокой магнитной восприимчивостью, долериты, также содержащие магнитные минералы и имеющие достаточно ограниченное распространение, не выделяются. На АФС дайки долеритов в связи с незначительными размерами не дешифрируются.

Дайковый комплекс представлен сериями жильных субпараллельных долеритовых тел мощностью 5–20 см, иногда более, и протяженностью от 15 м до первых километров, с крутыми углами падения (60–70°). В коренном залегании картируются пакеты тел мощностью до 2 м. Дайковые тела залегают в разнообразных по структуре и текстуре габброидах, при этом контакты выражены четко, в некоторых случаях устанавливаются односторонние зоны закалки. Для даек из района среднего течения р. Юньяха характерно интродуирование клина вулканогенно-осадочной толщи сядайской свиты. Тела небольшой (0,5–2,5 м) мощности с отчетливыми зонами закалки и офитовыми мелкозернистыми структурами.

Долериты имеют серую, темно-серую с зеленым оттенком окраску, афиновую текстуру; часто краевые части даек менее раскристаллизованы, чем их центральные части. Структура изменяется от стекловатой (в зоне закалки) до полнокристаллической в центральных частях, преобладают офитовая, микрогаббровая текстура. Минеральный состав: главные – плагиоклаз (An_{65-80}), клинопироксен, кроме того присутствуют роговая обманка, эпидот, хлорит, реже кварц. Из аксессуарных минералов преобладают титаномагнетит и магнетит, встречается пирит. Плагиоклазы в порфириовидных выделениях, как правило, имеют зональное строение.

По соотношениям TiO_2-K_2O и $Ti/Y-Nb/Y$ породы комплекса отвечают базальтам MORB, либо попадают в область перекрытия базальтов MORB и островных дуг. Геохимические особенности комплекса проявлены в аномально высоких содержаниях ($Kk > 1$) Be, Hg, Bi, околосларковых – Cr, Co, Rb и пониженных концентрациях V, Co, Ni, As и др. Очень низкое соотношение Rb–Sr (0,18) указывает на формировании пород в условиях мало-мощной континентальной коры. Составы РЗЭ характеризуются некоторым

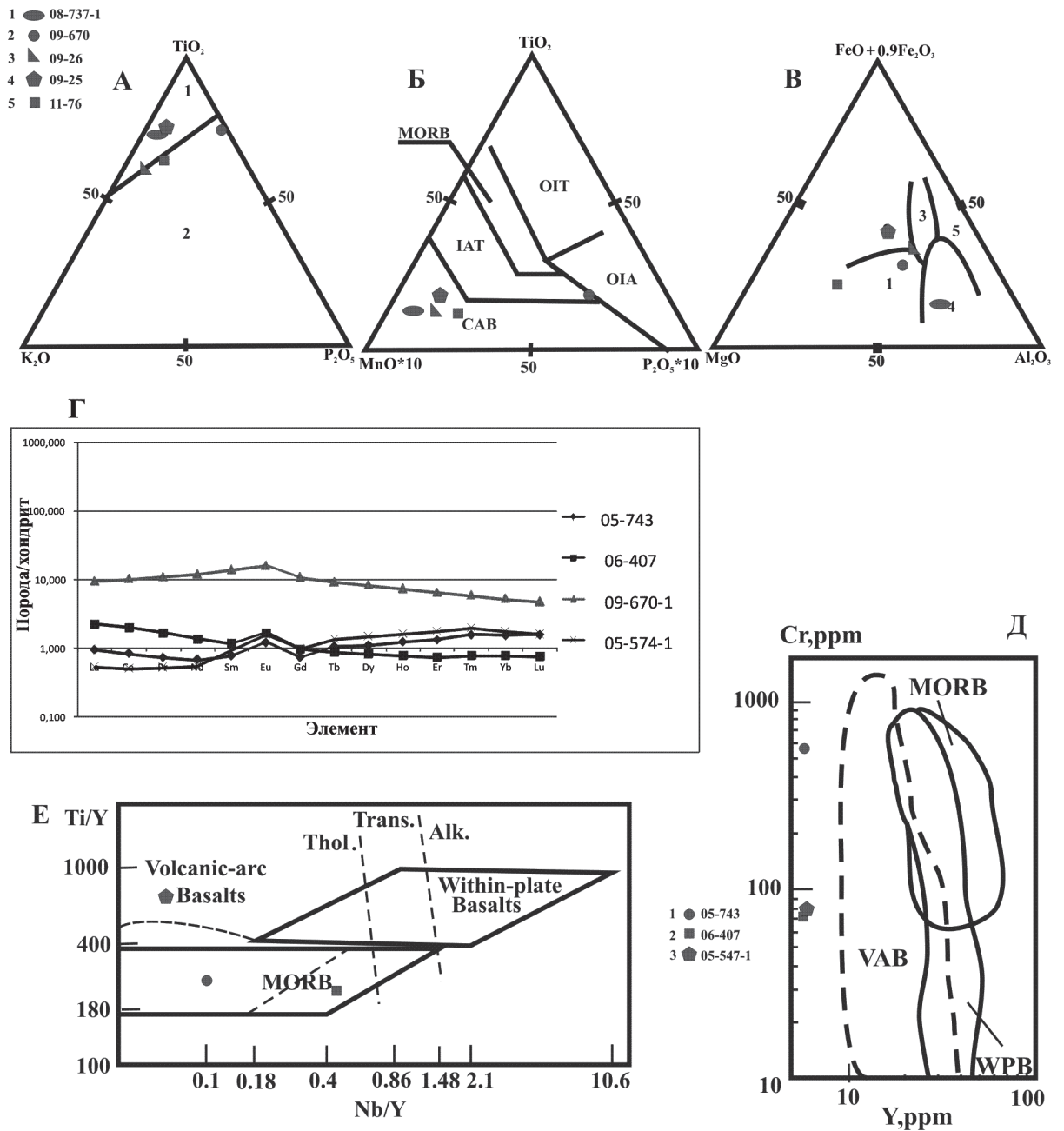


Рис. 19. Петрогеохимическая характеристика пород харампейско-масловского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: габбро (1, 2, 3, 4, 5).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах харампейско-масловского комплекса, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: габбро (1, 2, 3).

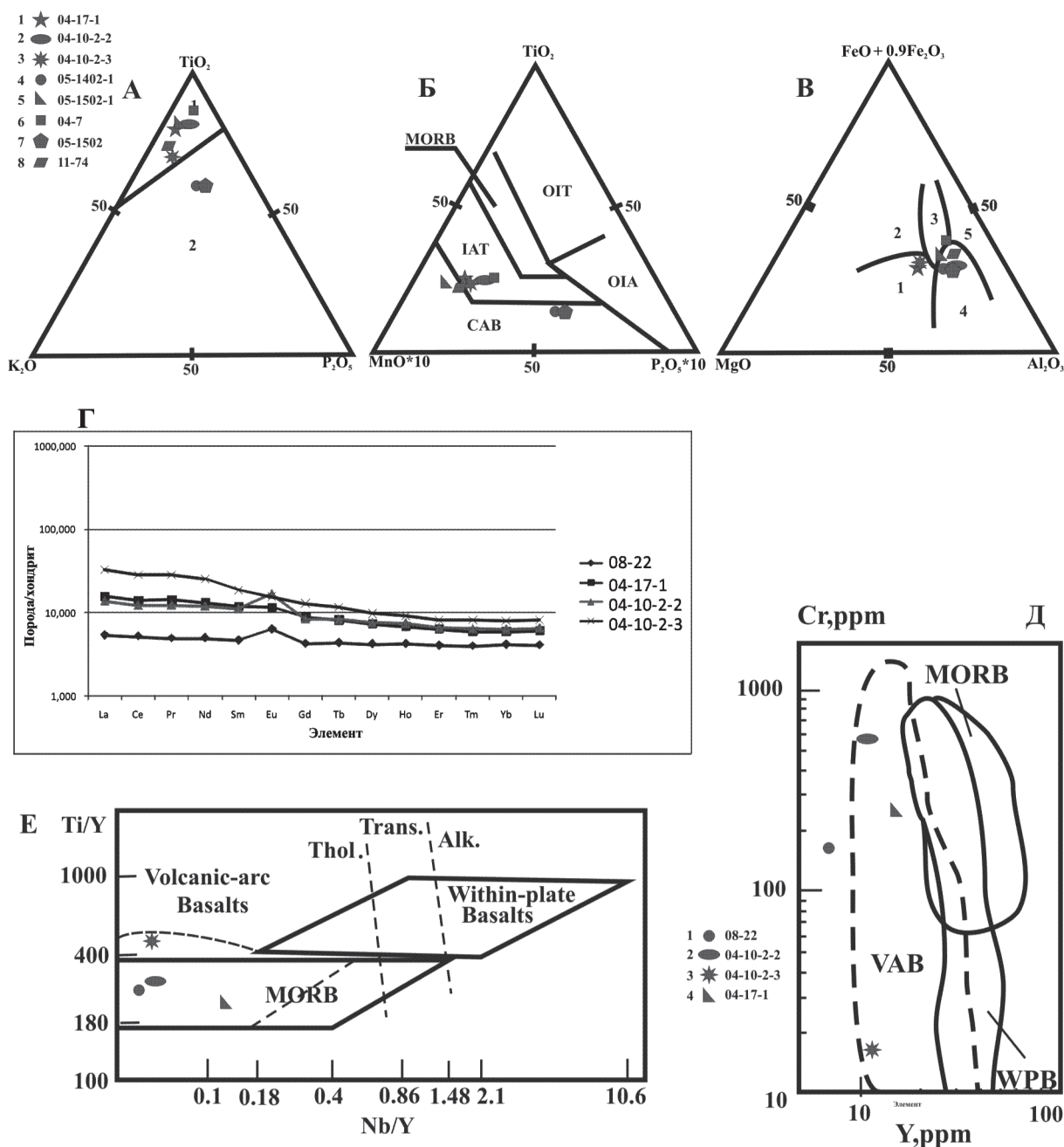


Рис. 20. Петрогеохимическая характеристика пород халатальбейского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: долерит (1, 5, 6, 7), габбро (2, 3, 4), габбродолерит (8)

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах халатальбейского комплекса, нормированных к хондриту. Д – Дискриминационная диаграмма Sr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты COX, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты COX, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: габбро (1, 2, 3), долерит (4).

дефицитом тяжелых редких земель при относительно повышенных концентрациях легких ($La_a/Yb_n = 1,3-4,06$), при этом фиксируется небольшая, но отчетливая положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 1,13-1,71$) (рис. 20), что свидетельствует о формировании долеритов в результате кристаллизационной дифференциации магматического расплава. С другой стороны, по характеру распределения РЗЭ долериты близки к островодужным базальтам (рис. 20).

По петрохимическим и геохимическим особенностям породы комплекса параллельных даек аналогичны толеитам MORB и относятся к габбро-долеритовой формации, образованной в зоне растяжения [56].

Минерагеническая специализация комплекса характеризуется связью с долеритами титаномагнетитовой минерализации. Ильменит образует вкрапленность и шлировидные выделения в меланократовых разностях; титаномагнетит характерен для более лейкократовых пород. Сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит) проявляются в виде тонких жилок, видимо, связанных с постмагматическими гидротермальными процессами.

Возраст дайкового комплекса принят согласно «Легенде...», 2009» [201] и обосновывается геологическими данными (комагматичность эффузивам сядайской свиты раннесилурийского возраста на территории листа Q-42-II), геолого-геодинамическими построениями и изотопно-геохронологическими параметрами, которые получены из долеритов в верховьях р. Халатальбей – 423 ± 24 млн лет [82] и даек метадолеритов в базальтоидах сядайской свиты – 430 ± 27 млн лет [105]. Наши данные по U-Pb-диагностике цирконов (SHRIMP-II) из даек р. Юньяха дали значения не древнее 460 млн лет (прил. 6), что однозначно согласуется с вышеприведенными цифрами.

ДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические породы данного возраста распространены на территории листа в пределах Войкарской (собский, конгорский комплексы) и Щучьинской (Юньягинский, юрменекский и наунпэйский комплексы) структурно-формационных зон.

Собский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый плутонический на изученной территории располагается в юго-западной части листа, где с юга по зоне тектонического нарушения ограничивает образования кэршорского комплекса. Назван по петротипу на р. Собь. Впервые был выделен Ю. Е. Молдованцевым в 1972 г. как габбродиорит-тоналитовый позднеордовикско-силурийский [62]. На исследуемой площади закартирован в скальных выходах по рекам Большой и Малый Ханмей и их притокам. К западу и юго-западу от изучаемой территории располагается ряд крупных интрузивных массивов, составляющих пояс протяженностью около 240 км и шириной до 12 км, вытянутый вдоль всего восточного склона Полярного Урала.

В магнитном поле породы собского комплекса выделяются небольшим, но в целом положительным характером аномального поля с максимальными значениями 5,0–7,0 нТл. В гравитационном поле для данных пород в

целом преобладает отрицательное поле силы тяжести со слабыми максимумами в районах развития габброидов первой фазы.

В составе комплекса выделяются три магматические фазы: первая фаза представлена габбро, частично кварцсодержащими и амфиболизированными, вплоть до габброамфиболитов, габбродиориты ($v, v\delta D_{1s_1}$); вторая фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и тоналиты ($q\delta, \delta, \gamma\delta, \gamma\delta D_{1-2s_2}$); третья фаза состоит из гипабиссальных кварцевых диоритовых порфиритов и плагиогранитов ($q\delta п, \gamma\delta D_{2s_3}$). Он является полным петрографическим и геодинамическим аналогом Юньягинского комплекса, расположенного в Щучьинской СФЗ, отличаясь от последнего более основным составом дериватов и практически полным отсутствием в составе третьей фазы гранитной составляющей.

Петрографический состав пород первой фазы отвечает метаморфизованному габбро с характерными мигматитовыми их соотношениями с породами последующих фаз. К востоку габбро постепенно становятся более лейкократовыми и по составу соответствуют кварцевым диоритам и гранодиоритам с пониженным количеством калия. В них становится более отчетливой дифференциация на мелано- и лейкократовую части, причем начинает преобладать последняя. Наряду с этим состав меланократовой части габброидов смещается в сторону гранитоидов.

Габбро по структурно-текстурным особенностям представляют собой мелко-среднезернистые породы полосчатой текстуры переменного минерального состава. Наиболее часто встречаемые минералы: амфибол (обыкновенная роговая обманка), плагиоклаз с номером от 15 до 55, в небольших количествах присутствуют биотит, мусковит, гранат, микроклин, титанит.

Тоналиты, встречающиеся в этом комплексе, представлены крупнозернистыми разновидностями светло-серого цвета с гнейсоватой текстурой, которая проявляется в субпараллельной ориентировке крупных кристаллов роговой обманки. Минеральный состав пород отличается наличием обыкновенной роговой обманки и зонального плагиоклаза (An_{27-45}) с переменным количеством кварца. Различное количество кварца в породах обуславливает колебание их кислотности от габбродиоритов до лейкократовых кварцевых диоритов. С увеличением содержания кварца в тоналитах появляются ортоклаз-микропертит и биотит, а порода приобретает состав гранодиорита. В виде реликтов в роговой обманке встречается пироксен-авгит, иногда появляется микроклин и вторичный кварц. Из второстепенных минералов: эпидот, клиноцоизит, биотит и хлорит. Из аксессуарных минералов обнаружены магнетит, ильменит, апатит, циркон, пирит, халькопирит, лейкоксен и др. Примечательно также присутствие в небольших количествах оливина (0,5–1,2%) и хромшпинелида (до 1%).

Химический состав образований собского комплекса соответствует породам нормального ряда щелочности. По условиям формирования, составу и соотношению элементов в породах, собский комплекс близок к островодужному типу развития магматизма, что подтверждается соответствующими диаграммами (рис. 21). От габбро кэршорского комплекса отличается резко пониженным содержанием ванадия и титана, в меньшей степени кобальта, но более высоким уровнем лития, рубидия, цезия, стронция и

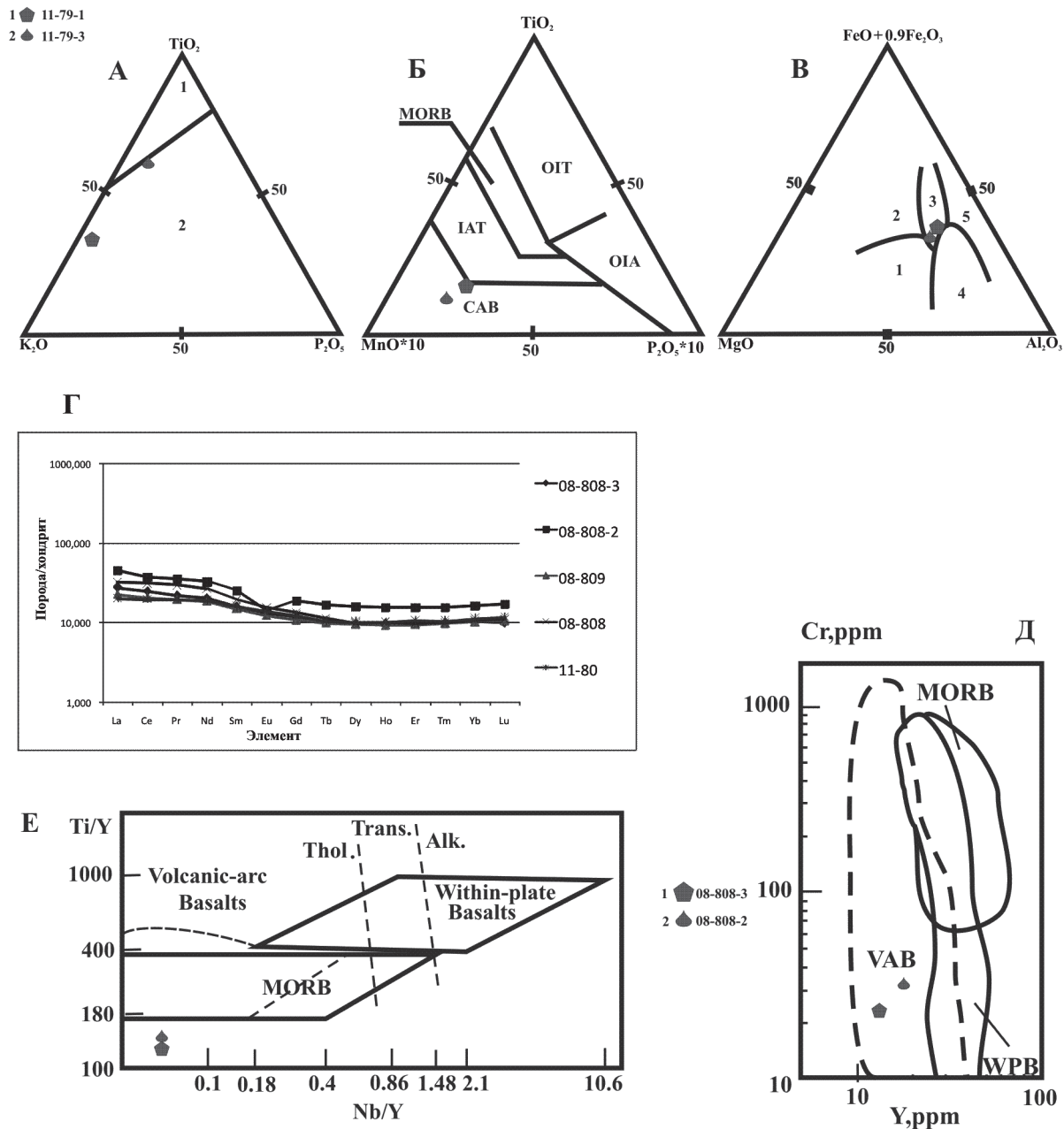


Рис. 21. Петрогеохимическая характеристика пород собского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: габбро (1, 2).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах собского комплекса, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты COX, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты COX, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: габбродиорит (1), габбро (2).

циркония. Составы РЗЭ характеризуются отчетливым дефицитом тяжелых редких земель при повышенных концентрациях легких ($La_a/Yb_n = 1,77-2,98$), при этом фиксируется небольшая, но отчетливая отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,64-0,99$) (рис. 21), что свидетельствует о значительном влиянии метаморфических и метасоматических процессов преобразования пород собского комплекса. Геохимический спектр комплекса определяется повышенными концентрациями ($K_k > 1$) Be, Cu, Bi; окологларковыми – Sr, Y, Mo, Pb и пониженными – Li, Co, Ni, Th, U.

С породами второй фазы связаны мелкие месторождения, рудопроявления и многочисленные пункты минерализации золота, относящиеся к железорудной скарново-магнетитовой золотосодержащей формации в пределах Новогодненского рудного узла, в том числе золоторудное месторождение Новогоднее-Монто (IV-2-5). С этими же породами связаны Малоханмейское проявление меди (IV-2-9), отнесенное нами к меднопорфировому типу.

Возраст комплекса принимается, согласно «Легенде...», 2009», ранне-среднедевонским. На основании данных изотопного датирования по единичным цирконам (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) габбронориты, габбродиориты и диориты из различных точек развития пород собского комплекса дали возраст 400 ± 5 , $401,2 \pm 5,1$ и 404 ± 5 млн лет, что отвечает эмскому ярусу раннего девона (Ремизов, 2009). Аналогичные данные были получены по тоналитам Rb-Sr методом по валовой пробе – 400 ± 10 млн лет [175].

Юньягинский комплекс габбро-диорит-гранитовый плутонический включает дифференцированные интрузии от основного до кислого состава, сосредоточенные в Юньягинском тектоническом блоке ($I-B1^2$) на северо-востоке территории листа.

Впервые породы комплекса детально описаны С. Н. Волковым (1951 г.) на хр. Янгана-Пэ, который расположен к северу от исследованной площади. Петропитом комплекса считается дифференцированный Юньягинский массив, расположенный в бассейне рек Большая и Малая Харута. Интрузивные контакты с вулканогенно-осадочными породами (S_{1-2}) установлены только для габброидов и пород жильной фазы. В центральной части Щучинского синклиория в наиболее крупных телах отмечена внутрикамерная дифференциация от лейкогаббро до кварцевых диоритов и гранодиоритов с обособленными редкими телами плагиогранитов.

На АФС для всех пород комплекса характерен мелкопятнистый (рельефный) бесструктурный рисунок и светло-серый фототон. Границы с вмещающими вулканитами и интрузивными образованиями обычно не дешифрируются.

Интрузии комплекса приурочены к повышенному гравиметрическому полю и занимают эпицентральные участки аномальных областей интенсивностью 50–60 мГал. Магнитное поле характеризуется вариациями от +100–150 до –40–50 нТл, обусловленными, по-видимому, степенью метаморфизма пород. Диориты и гранодиориты на фоне вулканогенно-терригенных пород создают знакопеременные магнитные поля. Кислые породы из-за малых размеров в физических полях проявляются слабо.

Породы комплекса слагают многофазные интрузии, имеющие штокообразную или неправильную форму и размеры до 10–12 км². Первые две

фазы, сложенные габбро и диоритами, имеют штокообразную морфологию и размеры 0,4–1,6 × 3,5–4,2 км до 10 км, а третья – жилообразную, реже штокообразную. Внедрение интрузий сопровождалось интенсивным ороговикованием и скарнированием вмещающих пород. Скарны разного состава, преимущественно рудные. Границы между породами первой и второй фаз резкие линейные, с узкими полосами роговообманковых роговиков. Породы третьей фазы имеют рвущие контакты с образованиями ранних фаз и содержат ксенолиты габбро.

Породы первой фазы, представленные габбро и габбродиоритами ($v, v\delta D_{1j_1}$) от мелано- до лейкократовых разностей, преобладают в Юньягинском блоке. Вторая фаза сложена диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами ($\delta, \gamma\delta, \gamma D_{1-2j_2}$). Породы третьей фазы распространены незначительно и представлены гранитами (γD_{2j_3}).

Габбро характеризуется аллотриоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой, иногда пойкилоофитовой структурой, а на отдельных участках породы приобретают порфиroidный облик. В габбро плагиоклаз (60–65%) представлен в основном лабрадором (An_{42-70}); в лейкогаббро (45–85%) – андезином (An_{27-48}) и находится в виде таблитчатых сложозональных зерен. Количество пироксена в габброидах достигает 20%, и он представлен орто- и клинопироксеном (Hd_{16}), который часто замещается роговой обманкой. Акцессорные минералы: титаномагнетит, циркон, рутил, гематит, ильменит, апатит, пирит, титанит.

Диориты и гранодиориты II фазы обладают гипидиоморфнозернистой структурой, в краевых участках порфиroidной, пойкилитовой, микропегматитовой. Минеральный состав однообразен, меняются лишь количественные соотношения породообразующих минералов: плагиоклаза (An_{15-53}), роговой обманки, кварца и ортоклаза. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, титанитом, апатитом, халькопиритом, гранатом, пиритом и молибденитом.

Граниты III фазы характеризуются массивной текстурой с гранофировой структурой. Минеральный состав (%): плагиоклаз (An_{7-15}) – 30–50, кварц – 30–35, ортоклаз – 15–20, биотит – 1–2. Акцессории – магнетит, апатит, циркон, титанит.

Породы комплекса имеют нормальную щелочность и образуют непрерывный ряд от габбро и диоритов до гранитов и принадлежат как к натриевой, так и калиево-натриевой сериям (рис. 2). Габброиды умеренно- и высокоглиноземистые, диориты и гранитоиды высокоглиноземистые. По петрохимическим характеристикам (рис. 22), породы комплекса соответствуют островодужным базальтовым сериям [51] и принадлежат к габбродиорит-гранитовой формации [101].

Геохимический спектр пород юньягинского комплекса обусловлен высокими содержаниями ($Kk > 1$) V, Cr, околокларковыми значениями V, Sr, Co и пониженными концентрациями Li, Ni, Cu, As, Th, U. По соотношению Rb-Sr мощность континентальной коры для разных массивов варьирует от 10 до 30 км.

Содержание лантаноидов в диоритах отличается относительно слабо взгорбленным трендом распределения с дефицитом тяжелых РЗЭ

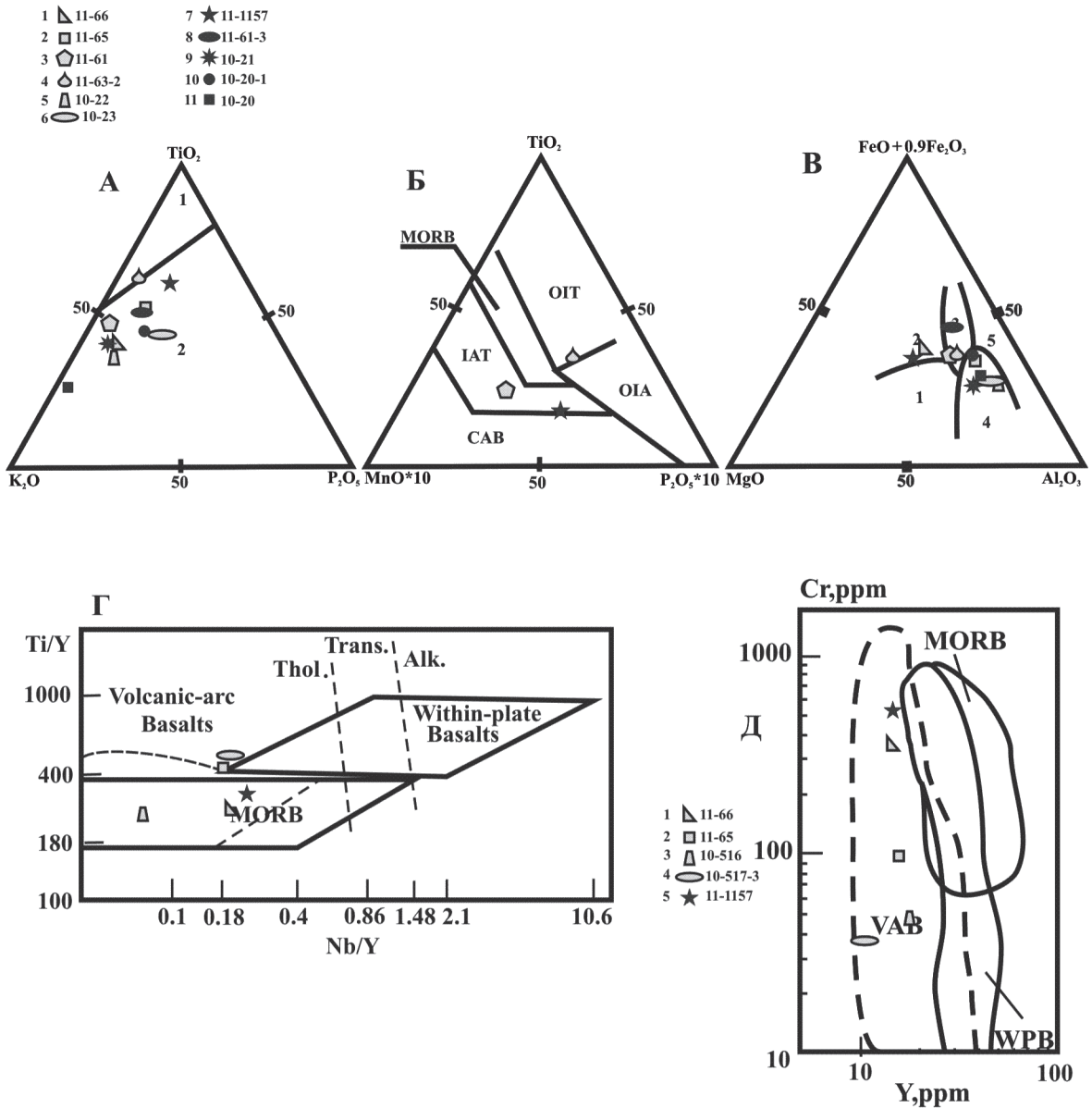


Рис. 22. Петрогеохимическая характеристика основных пород юрмэнецкого и юнъягинского комплексов.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: юрмэнецкий комплекс: габбро (2, 4, 5, 6), долерит (1), эссексит (3) юнъягинский комплекс: габбро (7, 8, 9), долерит (10, 11).

Г – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты COX, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты COX, WPB – внутриплитные базальты.

Условные обозначения для диаграмм Г–Д: юрмэнецкий комплекс: долерит (1, 3, 4), габбро (2); юнъягинский комплекс: габбро (5).

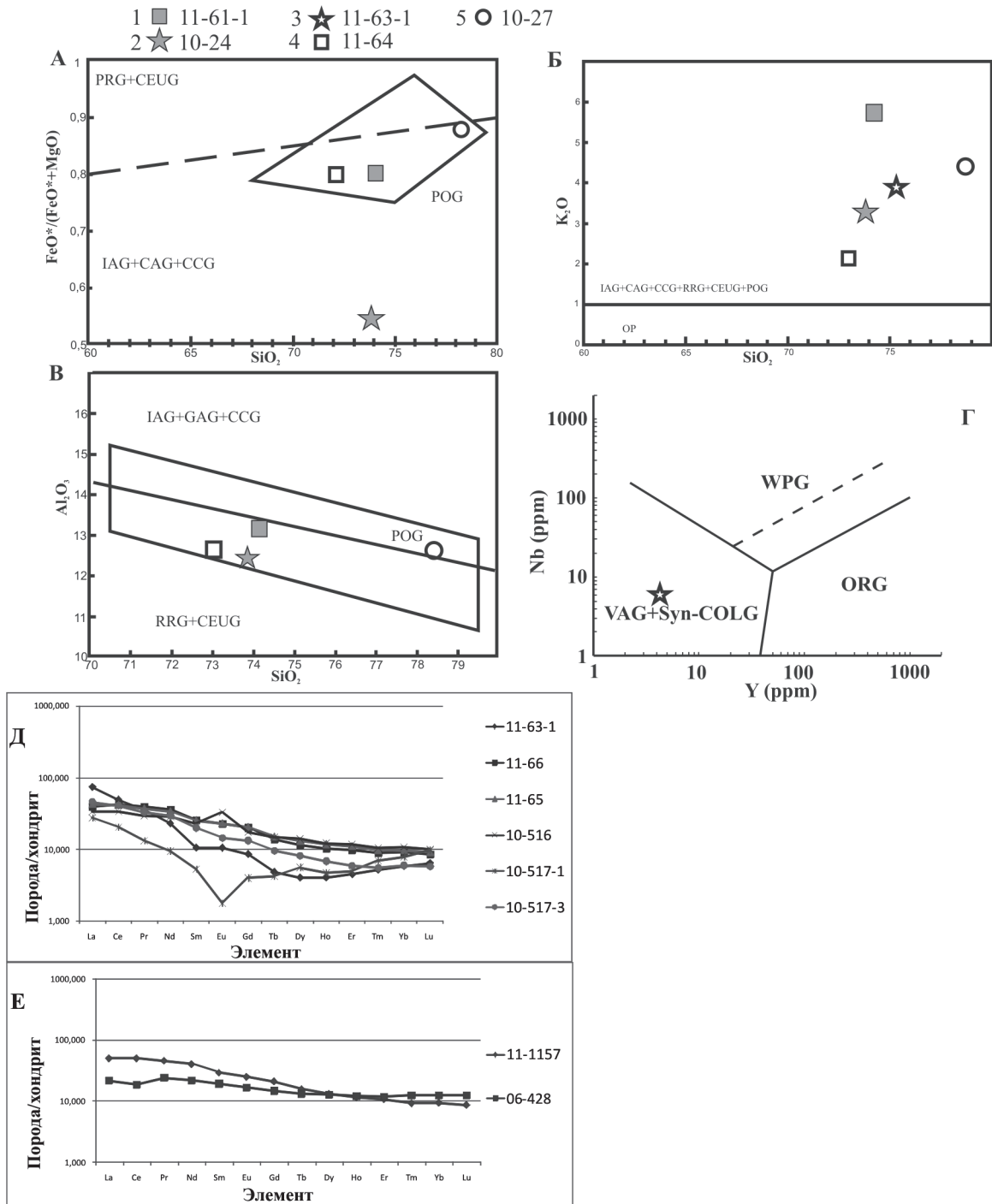


Рис. 23. Петрогеохимическая характеристика кислых пород юрмэнского и юнъягинского комплексов.

А, Б, В – дискриминационные диаграммы П. Мениара, Ф. Пикколи. Поля на диаграмме: IAG – гранитоиды островных дуг, GAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG – гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий, OP – океанические плагиограниты.

Г – дискриминационная диаграмма для гранитоидов Дж. Пирса Nb–Y Поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLD – коллизионные граниты.

Условные обозначения для диаграмм А, Б, В, Г: юнъягинский комплекс: гранит (1, 2); юрмэнский комплекс: гранит (3, 4, 5).

Д – диаграмма распределения РЗЭ в породах юрмэнского комплекса, нормированных к хондриту.

Е – спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах юнъягинского комплекса, нормированных к хондриту.

($La_N/Yb_N=1,75-5,4$). С другой стороны, отмечается практически полное отсутствие европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0,99-1,0$). По уровню содержания редкоземельных элементов и непосредственно самому характеру распределения диориты соответствуют островодужным магматическим сериям (рис. 22, 23).

По петрохимическим характеристикам породы юньягинского комплекса аналогичны собскому комплексу (рис. 21, 22, 23), расположенному в Войкарской СФЗ. Об этом свидетельствуют и диаграммы распределения редкоземельных элементов, где по основным параметрам – отсутствию или слабому проявлению отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0,64-1,0$), соотношению легких и тяжелых РЗЭ ($La_N/Yb_N=1,77-5,4$) и слабо-взгорбленному характеру кривой – можно предположить, что данные породы формировались на заключительных стадиях островодужного этапа из истощенного магматического расплава.

Минерагенический облик комплекса определяется золотосодержащей железорудной скарново-магнетитовой формацией, генетически связанной с диоритами II фазы. С габброидами I фазы связаны проявления железа, отмеченные нами к медно-титан-магнетитовой мафитовой рудной формации.

Ранне-среднедевонский возраст пород принят согласно «Легенде ...», 2009» и определяется как по геологическим, так и по радиологическим данным. Гранитоиды Лаборовского массива (лист Q-42-I, II) имеют секущие контакты с фаунистически охарактеризованной вулканогенной толщей силура. Обломки тоналитов и кварцевых диоритов содержатся в верхах грубообломочной толщи средне-позднедевонских отложений и в живетских конгломератах. Отсюда верхний возрастной предел для пород первой и второй фазы определяется как живетский. Радиологические определения возраста K-Ar и Rb-Sr методами дают от 387–384 млн лет (D_1) до 324 ± 10 млн лет (C_1) [20].

Конгорский комплекс монцогаббро-граносиенитовый плутонический ($\mu vD_{2-3}kn$) на территории листа представлен мелкими телами субщелочных пород. Так, в пределах Северо-Войкарского блока располагается небольшой массив на юго-восточном фланге месторождения Ногоднее-Монто, а севернее обнажена серия небольших гипабиссальных дайковых тел пестрого состава в пределах новогодненского рудного поля и на руч. Соколиный. Впервые выделен Ю. Е. Молдаванцевым [62], детально изучен Р. Г. Язевой и В. В. Бочкаревым в 1984 г. [103]. Название дано по одноименному ручью, расположенному к востоку от Войкаро-Сыньинского массива, где охарактеризован петротип.

В пределах комплекса выделяются три магматические фазы:

Первая фаза представлена умереннощелочными производными габбро (vD_2kn), по составу приближающимися к монцонитовым разновидностям. Это массивные породы габбровой с элементами монцонитовой структуры. Минеральный состав (%): обыкновенная роговая обманка, частично замещенная хлоритом (до 60), интенсивно сосюритизированный и пренитизированный плагиоклаз (до 35), частично пелитизированные ксеноморфные зерна ортоклаза (до 3), располагающиеся по краям более крупных индивидов плагиоклаза. В количестве 1–2% в габброидах встречается кварц.

В качестве аксессуория постоянно присутствуют апатит и рудные минералы: магнетит – до 1–2% и сфен – до 1%.

Вторая фаза – кварцевые монцониты и монцодиориты ($qmD_{2-3}kn_2$) прорывают массивы кварцевых диоритов собского комплекса. Эти породы повсеместно имеют массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую, часто порфиривидную с элементами монцонитовой, структуру, иногда встречаются также графические разновидности, характеризующиеся прорастанием кварца в полевоом шпате – как в микроклине, так и в плагиоклазе.

Минеральный состав пород второй фазы (%): плагиоклаз (40–60), клинопироксен ряда диопсид-авгит и амфибол в различных соотношениях (40–60), микроклин (5–10), в виде аксессуарных минералов постоянно встречаются апатит, лейкоксенизированный титаномагнетит и сфен.

Третья фаза конгорского комплекса представлена гипабиссальным дайковым комплексом монцодиоритов ($qmlD_3kn_3$) порфировой структуры. Порфировые выделения в них сложены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Основная мелкозернистая масса в породах выполнена моноклинным пироксеном, частично амфиболлизированным. В краевых частях дайки имеют закаленные контакты с мелкопорфировой криптозернистой структурой. Мощность даек изменяется от первых сантиметров до 1–7 м, иногда может достигать нескольких десятков м, в частности на руч. Соколиный нами закартировано дайковое тело мощностью около 30 м [133].

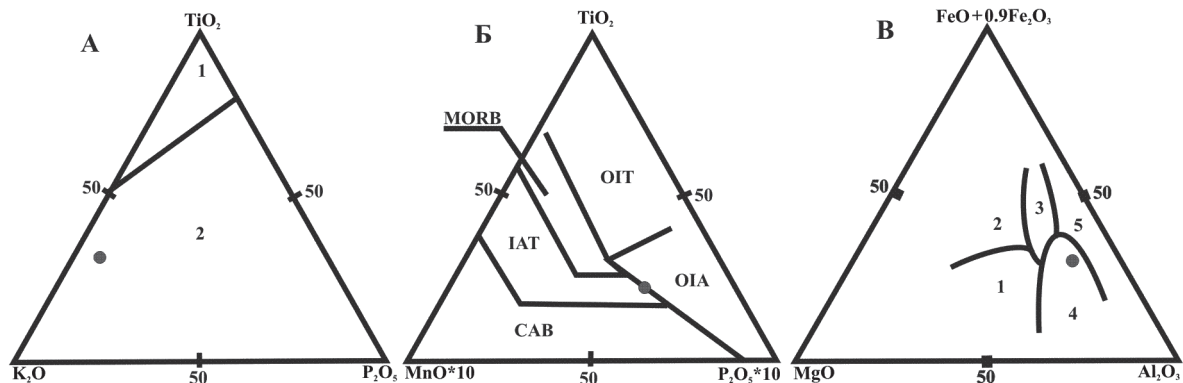
Все относительно крупные массивы имеют отчетливые зоны закалки в эндоконтактовых частях. Наиболее характерной особенностью петрографии пород конгорского комплекса является широкое распространение порфировых структур во всех минеральных парагенезисах. Равномернозернистые разности встречаются только в центральных частях крупных массивов. Эти факты свидетельствуют об относительно небольшой глубине становления не только даек, но и крупных массивов этого комплекса.

Предыдущими исследователями сделано предположение об антидромной направленности внедрения магматических пород конгорского комплекса. Сходство некоторых петрохимических и геохимических их характеристик с образованиями более древнего собского комплекса позволило им сделать вывод о принадлежности данных габброидов к производным тоналитовой магмы собского комплекса, что весьма проблематично [103].

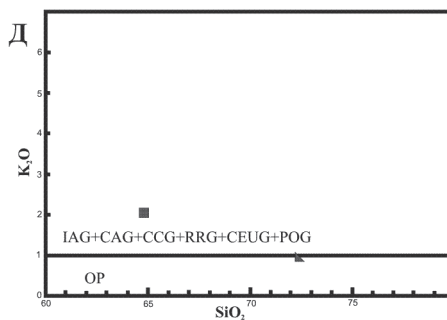
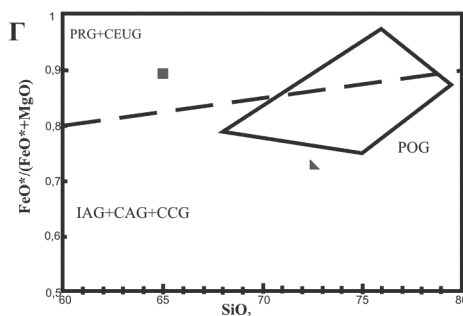
По количеству редкоземельных элементов образования конгорского комплекса характеризуются значительным дефицитом тяжелых лантаноидов ($La_N/Yb_N=7,05$), причем уровень их значений в десятки и сотни раз выше, чем в хондритах. С другой стороны, практически полное отсутствие аномалии по количеству европия ($Eu/Eu^*=0,85$) свидетельствует о формировании этих пород в результате фракционирования истощенного магматического расплава на заключительных стадиях развития островной дуги (рис. 24). Геохимический спектр пород обусловлен надкларковыми концентрациями V, Cr, Mo, Sb, Hg, Bi, Pb, околоскларковыми – Be, Ti, Co, W, Y, U и нижекларковыми – Li, Cr, Ni, Nb, Th.

Металлогеническая специализация пород комплекса выражается в накоплении Fe, Ti, Zr и F. С щелочными габброидами связаны проявления

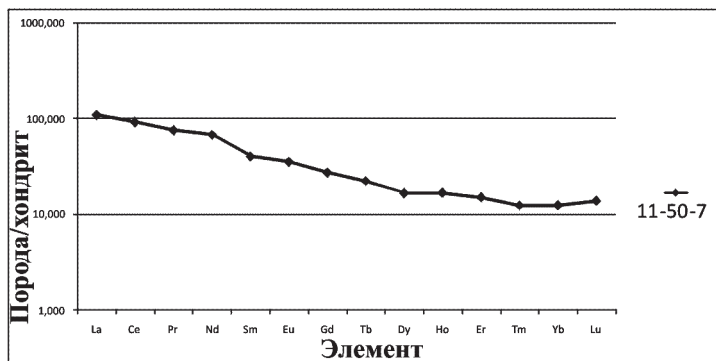
1 ● 1-141н



1 ▴ 1-140a
2 ■ 1-141a



Е



Ж

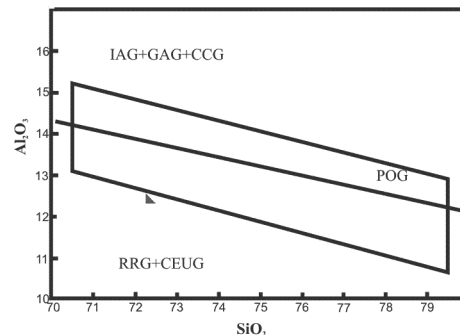


Рис. 24. Петрогеохимическая характеристика пород конгорского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: габбродиорит (1).

Г, Д, Ж – дискриминационные диаграммы П. Мениара, Ф. Пикколи. Поля на диаграмме: IAG – гранитоиды островных дуг, GAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG – гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий, OP – океанические плагиограниты.

Условные обозначения для диаграмм Г, Д, Ж: гранит (1, 2).

Е – спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах конгорского комплекса, нормированных к хондриту.

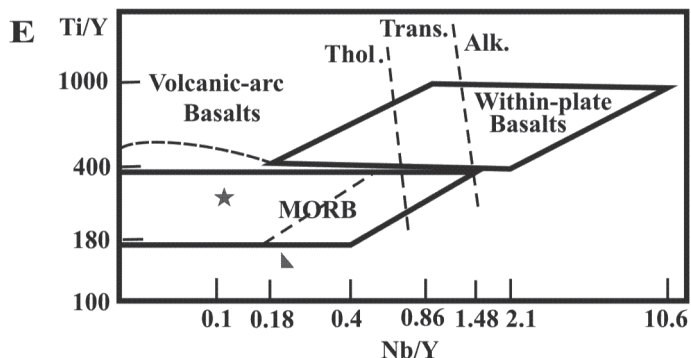
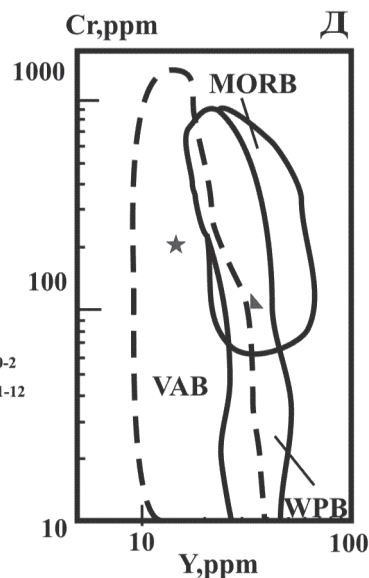
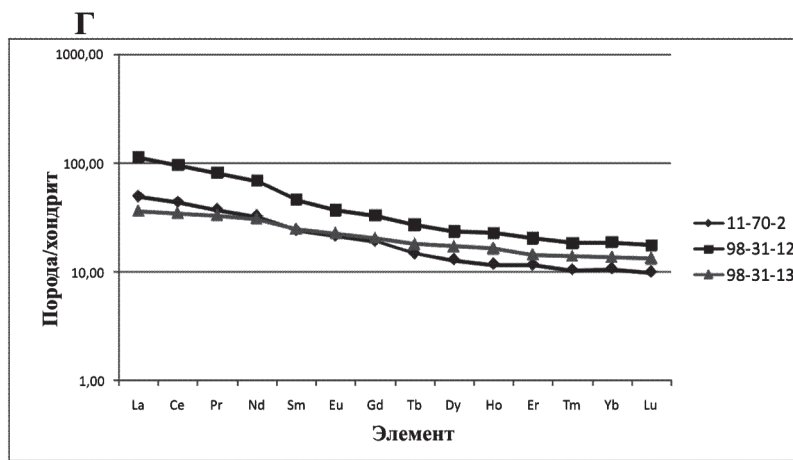
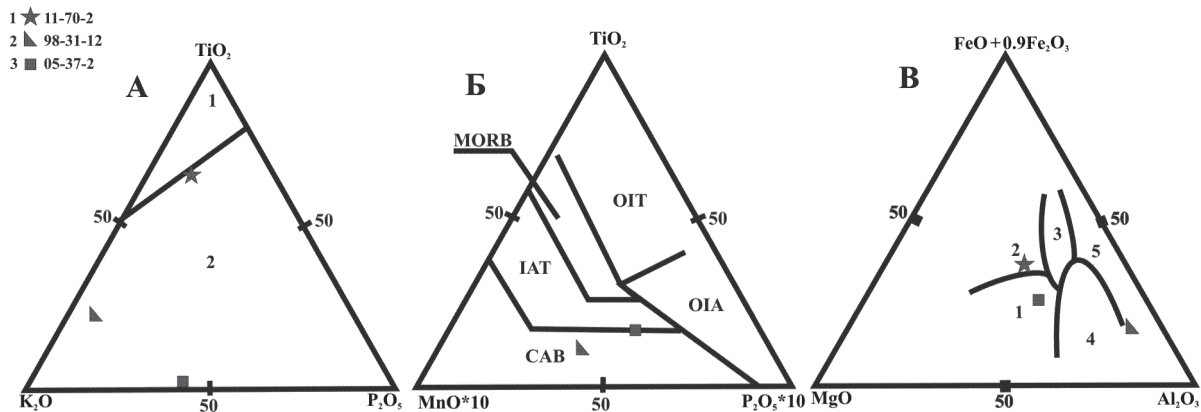


Рис. 25. Петрогеохимическая характеристика пород наунпэйского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толситы, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: долерит (1), габбро (2), габбродолерит (3).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах наунпэйского комплекса, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Sr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты COX, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты COX, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: долерит (1), габбро (2).

и многочисленные пункты минерализации золота, отнесенные к золото-сульфидно-кварцевой формации, некоторыми исследователями с образованиями конгорского комплекса связывалось также и Петропавловское месторождение (IV-2-8) [176].

Согласно «Легенде...», 2009», возраст комплекса «...принимается средне-позднедевонским на основании радиологических определений, выполненных в ЦИИ ВСЕГЕИ U/Pb методом (SHRIMP-II) по единичным цирконам, выделенным из образца кварцсодержащего роговообманкового монцодиорита, предоставленного А. П. Прямоносным из петротипического Конгорского массива (левобережье р. Хараматалоу, ниже устья р. Макарузъ). Выделились две группы цирконов (в интервале 396–402 и 363–380 млн лет). Первая типична по многочисленным пробам (Ремизов, 2009) для собского комплекса (эмс–эйфель). Вторая часть отвечает среднему–позднему девону (поздний живет–фамен) и, по всей видимости, характеризует возраст формирования уже собственно конгорского комплекса» [201]. Об этом также свидетельствуют активные контакты пород со среднедевонскими образованиями собского комплекса и наши определения по магматическим цирконам из монцонитов конгорского комплекса U-Pb методом (SHRIMP-II), которые дали значения по наиболее молодым кластерам – менее 400 млн лет, что согласуется с вышеизложенными данными.

Юрменекский комплекс габбро-гранитовый плутонический ($v\delta\gamma D_{2-3}jr$) впервые выделен Охотниковым В. Н. В 1976 г. [69] в пределах Юньягинского тектонического блока. До этого массивы комплекса объединялись совместно с интрузиями янганапейской ассоциации в единый юньягинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс [119]. Название дано по горе Юрмэнеку, где располагается петротип. К данному комплексу на территории листа относятся три массива: Юрмэнекский, Харасавейский и Каньонный (14). Как правило, это небольшие изометричные или линзовидные в плане тела, располагающиеся в полях развития габброноритов, амфиболовых габбро и амфиболитов харампейско-масловского и, чаще всего, Юньягинского комплексов. Петрографический состав очень разнообразен: отмечаются мелкие массивы габброидов, диоритов и кварцевых диоритов ($\mu, \delta, \gamma\delta D_{2-3}jr_2$), но больше всего – гранодиоритов и гранитов (γD_3jr_3). Наиболее крупным массивом кислого состава является Каньонная интрузия, которая вскрыта безымянным правым притоком р. Юньяха и представляет собой небольшой (1×2 км) дифференцированный интрузив, сложенный лейкократовыми гранитами, прорывающими монцониты и содержащими в ксенолитах порфирировидные известково-щелочные габброиды I фазы (vD_2jr_1).

В породах горы Юрмэнеку с запада на восток наблюдается последовательная смена пород от амфиболизованных и биотитизированных габброидов до гранитов и аляскитов. В контактовой зоне располагается полоса брекчиевидной пропитки габброидов гранитоидным материалом, часто приобретающая характерный мигматитовый облик [69]. Одновременно со структурными преобразованиями состав ксенолитов габброидов изменяется в сторону повышения кислотности – вплоть до кварцевых диоритов и даже гранодиоритов.

На спектрональных космоснимках породы комплекса практически не выделяются из-за небольших размеров тел, что справедливо и для карт магнитометрических и поля силы тяжести.

Характерной особенностью габброидов юрменекского комплекса является наличие у них закаленных контактов с вмещающими образованиями вплоть до формирования долеритовых структур, а также большое количество округлых ксенолитов амфиболитов в апикальных и периферических частях массивов.

Минеральные парагенезисы габброидов характеризуются наличием плагиоклаза (An_{35-55}), гиперстена, авгита, биотита и \pm кварца. Структура габбровая или офитовая, текстура массивная. В диоритах и кварцевых диоритах отмечается наличие плагиоклаза (An_{28-40}), роговой обманки, биотита, а также присутствуют кварц и ортоклаз. Минеральный состав гранодиоритов: плагиоклаз (An_{15-35}), ортоклаз, биотит, роговая обманка и кварц; в гранитах – микроклин, плагиоклаз (An_{20-28}), кварц и биотит. Структуры у гранитов и гранодиоритов однотипные – гранитовые, текстуры – массивные или такситовые. Среди акцессорных минералов во всех породах выделяются апатит, магнетит, сфен; кроме того, в гранитах постоянно отмечается некоторое количество граната, циркона, ортита и эпидота. Характерно постоянное присутствие кварца в межзерновом пространстве пород, что проявляется даже в наиболее основных разновидностях пород.

Значительных динамометаморфических преобразований в гранитах и захваченных ими ксенолитах других пород не наблюдается, что свидетельствует о кристаллизации этих образований в спокойной тектонической обстановке. Мигматитоподобные текстуры, наиболее распространенные среди гранитоидов, сформированы в результате внедрения гранитного расплава, а также в результате гранитизации вмещающих пород и, возможно, не полной кристаллизации более ранней и более основной порции расплава в магматической камере. Мигматитоподобные соотношения пород наблюдаются как для западного, так и для восточного контакта массива (Каньонная интрузия).

Породы юрменекского комплекса отличаются повышенными содержаниями титана, фосфора, алюминия, щелочей и пониженным количеством магния и калия. Геохимический спектр пород определяется повышенными ($Kk > 1$) концентрациями Cu, U, As, Mo, Bi, Hg; околочларковыми – V, Be, Pb, U и нижечларковыми – Li, Cr, Y, Zr, Nb. По количеству редкоземельных элементов все образования юрменекского комплекса характеризуются значительным дефицитом тяжелых лантаноидов ($La_N/Yb_N=3,11-12,64$) (рис. 22, 23), причем уровень их значений в десятки раз выше, чем в хондритах. С другой стороны, наличие небольших, но отчетливых аномалий по количеству европия ($Eu/Eu^*=1,01-1,64$) свидетельствует о формировании этих пород в результате фракционирования неистощенного магматического расплава.

В целом породы юрменекского комплекса несколько отличаются от аналогичных образований Войкарской СФЗ (конгорский комплекс) более кислым составом дериватов и меньшей степенью щелочности пород. Распределение редкоземельных элементов в породах также характеризуется

практически идентичным трендом со слабо выраженной положительной ($Eu/Eu^*=1,64$) или отрицательной ($Eu/Eu^*=0,85$) европейской аномалией и явным дефицитом тяжелых РЗЭ по сравнению с легкими ($La/Yb=3,11-12,64$).

По геодинамической природе габброиды комплекса соответствуют континентальным и орогенным базальтам коллизионных обстановок вулканоплутонических зон (рис. 23).

Возраст образований юрменекского комплекса принят согласно «Легенде...», 2009» [201] и соответствует среднему–позднему девону. Последние данные, полученные в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, выявили зависимость значений возраста от положения опробованных массивов [1], так, с востока на запад возраст пород увеличивается: Каньонный – 350 ± 4 млн лет; Харасавейский – 359 ± 6 млн лет; Юрменекский – 381 ± 4 млн лет, что соответствует интервалу от среднего девона до нижнего карбона.

Наунпэйский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный (BC_{1n}) объединяет наиболее поздние дайки долеритов, установленные в Юньягинском блоке. Впервые выделен В. Н. Вороновым в 1976 г. [119] с петротипом в юго-восточной части Янганапэйско-Наунпэйского тектонического блока (лист Q-42-II).

В физических полях интрузии выражаются локальными гравиметрическими аномалиями интенсивностью до 2 мГал и линейно-вытянутыми положительными аномалиями магнитного поля напряженностью 20 нТл. Под современным осадочным чехлом интенсивность магнитного поля над интрузиями резко понижается до нулевых значений на фоне глубоко отрицательного магнитного поля напряженностью –30 нТл.

На АФС дайки долеритов наунпэйского комплекса, в связи с незначительными размерами, не дешифрируются.

За пределами изучаемой территории интрузии наунпэйского комплекса залегают среди терригенных отложений позднего франа–фамена в виде субпластовых тел (силлов) согласно с вмещающими породами и даек, секущих те же отложения. На территории листа впервые выделены нами в районе среднего течения р. Юньяха по левому и правому ее бортам (район ур. Ольховое), где дайки долеритов мощностью от 0,4 до 1,5 м интродуцируют терригенные пестроцветные отложения сядайской и янганапейской свит позднего ордовика–силура и девонские габброиды юньягинского комплекса. Дайки трассируют Юньяхинское меридиональное нарушение (15), которое севернее, на площади листа Q-42-II контролирует размещение даек и силлов наунпэйского петротипа.

На контактах габбродолериты и долериты повсеместно закалены, а вмещающие алевролиты и базиты слабо ороговикованы и приобретают раковистый излом. На границе с полимиктовыми песчаниками и алевропесчаниками долериты тонкозернистые, постепенно на юго-запад от контакта зернистость увеличивается, и в центральной части интрузии габбродолериты приобретают среднезернистое строение. Контакты резкие линейные (аз. пад. $70-85^\circ$, $\angle 75-80^\circ$), несколько дискордантны с падением вмещающих пород. Зоны закалки имеют мощность 5–30 см.

Структура габбродолеритов офитовая, пойкилоофитовая. Текстура массивная. В состав габбродолеритов входят (%): плагиоклаз (лабрадор) – 40–55, клинопироксен (авгит) – 20–30, роговая обманка – 10–30, вулканическое стекло – до 10, девитрифицировано. Из вторичных минералов образуются сосюрит, хлорит, актинолит. Акцессорные минералы – титаномагнетит (до 2–5%), ильменит, рутил, пирит, апатит, гранат.

Согласно петрохимической классификации породы наунпэйского комплекса относятся к базальтам, долеритам, реже андезибазальтам преимущественно калиево-натриевой серии. Магматические образования нормальнокалиевые, умеренноглиноземистые с несколько повышенной магнезией. Дифференциация пород наунпэйского комплекса проявилась слабо. Средний нормативный минеральный состав (CIPW) характеризуется отсутствием нормативного кварца, равным количеством альбита и анортита, постоянным присутствием оливина. В результате дискриминантного анализа породы комплекса отнесены к траппам молодых платформ [56]. По своим петрографическим и петрохимическим характеристикам они сходны с недифференцированными траппами Сибири.

Примечательно, что большинство малых элементов имеют околочларковые (Cr, Co, Sr, W) содержания и только для Be, V, Bi, Th и U характерны повышенные концентрации. Тренд распределения лантаноидов отличается резким профицитом легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми ($La_N/Yb_N=2,66-6,02$), причем уровень их значений в десятки и сотни раз выше, чем в хондритах (рис. 25). С другой стороны, полное отсутствие аномалий европия ($Eu/Eu^*=0,94-1,01$) свидетельствует о формировании этих пород в результате фракционирования истощенного магматического расплава.

Значительное сходство габбродолеритов по составу с траппами сибирской платформы, рвущие контакты с отложениями островодужной стадии развития, преобладающая межпластовая форма залегания дают основания отнести наунпэйский комплекс к габбро-долеритовой формации. Металлогения комплекса не ясна, так как рудная минерализация в связи с габбродолеритами не установлена.

По геодинамической природе и составу в Войкарской СФЗ к подобным образованиям условно могут быть отнесены габбродолериты мусюрского комплекса. Следует, правда, отметить, что процесс активизации в этой зоне проявился несколько позднее на уровне пермь-триасового времени.

Раннекарбонный возраст комплекса принят согласно «Легенде ..., 2009» [201]. Полученные изотопные значения возраста U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам показали наличие значений около 380 млн лет, что соответствует геолого-геодинамическим построениям, связывающим проявление магматизма габбро-долеритовой формации с тектоническими процессами в раннем карбоне.

ПЕРМСКО-РАННЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматизм данного возрастного диапазона представлен на территории листа мусюрским комплексом, картируемым в Войкарской структурно-формационной зоне, лонготским комплексом в Харбейской подзоне

Зилаиро-Лемвинской СФЗ и яляяхинским комплексом, развитым в пределах Щучьинского района Приуральской СФЗ и в Харбейской подзоне Западно-Уральской СФЗ.

Лонготский комплекс граносиенит-гранитовый гипабиссальный ($\gamma\zeta Pln$) объединяет малые тела, сложенные микроклин-пертитовыми гранитами, аляскитами, лейкогранитами, граносиенитами, картируемые в полях развития протерозойских образований Харбейского мегаблока. Массивы локализованы главным образом в крупных тектонических структурах (Лонготюганская, Лаптаеганская) и узлах их сопряжения и пересечения. Они, как правило, дискордантны к общей складчатости вмещающих пород, создавая иногда систему, напоминающую штокверк. Нередко дайки прорывают и сопрягаются с допалеозойскими магматитами евьюганского и сядатаяхинского комплексов, создавая сложные полиформационные интрузивные системы.

На спектрональных космоснимках районы развития гранитоидов имеют мелкозернистый, реже пятнистый рисунок, будучи окрашены преимущественно в светло-бурый с зелеными, оранжевыми и розовыми цветами, почти сливаясь с вмещающими метаморфитами. В геофизических полях не образуют своих аномалий (за исключением радиоактивных ториевой природы), в связи с близостью физических свойств с вмещающими породами. Располагаются в полях слабых отрицательных гравитационных и магнитных аномалий, в магнитном поле часто приурочены к зонам высоких градиентов. Петрофизические характеристики представлены в прил. 11. Средняя магнитная восприимчивость $6,46 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при плотности $2,6 \text{ г/см}^3$.

Массивы представлены мелкими штоками ($10 \times 15 \text{ м}$), дайками ($1 \text{ м} - 5 \times 700 - 800 \text{ м}$) и сериями сближенных малых, уплощенно-линзовых или пластообразных тел протяженностью десятки и первые сотни метров при мощности от долей метра до $10 - 15 \text{ м}$. К наиболее крупным телам можно отнести интрузии в районе руч. Мелкорыбный, имеющие жилообразную морфологию размерами $0,4 \times 2 \text{ км}$ и $1,7 \times 3 \text{ км}$. Аляскитовые граниты и граносиениты слагают относительно небольшие тела, а также установлены в форме жильных образований, инъецирующих лейкократовые граниты ($m = 0,7 - 1,0 \text{ м}$).

Лейкограниты розовато-красной окраски, представлены массивными микроклин-пертитовыми разновидностями, которым свойственна blastогранитовая, неравнозернистая ($0,5 - 1 \text{ мм}$, до 4 мм), гипидиоморфнозернистая, гранитная структуры. Минеральный состав лейкократовых гранитов (%): плагиоклаз (олигоклаз (An_{14-17}), альбит (An_{4-7}) – $20 - 40$; калиевый полевой шпат (ортоклаз, максимальный микроклин ($\leq 20\% \text{ Ab}$) – $20 - 45$; кварц – $25 - 35$; биотит (селадонит) – $0,4 - 1,5$; эпигенетические минералы – мусковит ($5 - 10$). Из аксессуарных минералов в метасоматических ореолах отмечаются: магнетит, гематит, циркон-малакон, тантало-ниобаты, пироклор, сульфиды, циртолит, самарскит, фергусонит, торит, эпидот, флюорит.

Микроклиновые граниты мясо-красного цвета среднезернистые. Структура аллотриоморфнозернистая; текстура массивная. Порода

состоит (%) из кварца (30), микроклина (30), альбита (30), биотита (10), мусковита (единичных зерен), рудного минерала (единичных зерен), хлорита (единичных зерен). Кварц встречается в виде изометричных зерен размером $0,3 \times 0,3$ мм с волнистым угасанием. Преобладающий размер таблитчатых зерен микроклина с микроклиновыми решетками и пертитовыми вростками альбита $0,8 \times 0,9$ мм. Альбит встречается в виде вростков изометричной призматической формы размером до $0,4 \times 0,5$ мм в микроклине, не sdвойникован. Чешуйчатые зерна биотита размером $0,3 \times 0,3$ мм плеохроируют до черного, наивысшая интерференционная окраска – красная II порядка ($\Delta=0,035$). Размеры единичных чешуйчатых зерен мусковита – $0,2 \times 0,2$ мм, наивысшая интерференционная окраска – голубая III порядка ($\Delta=0,045$). Единичные зерна рудного минерала приурочены к биотиту. Хлорит встречается в виде отдельных чешуйчатых зерен с грязно-голубыми тонами интерференции и развивается по биотиту. В ограниченном количестве присутствуют: титанит, циркон, эпидот и гранат, появляются галенит, халькопирит, молибденит.

Граниты часто интенсивно калишпатизированы, альбитизированы, эгиринизированы. Разновидности рудоносных апогранитоидных метасоматитов следующие: микроклиниты, кварцалиты и кварцевые альбититы. К зонам подобных метасоматических изменений приурочены максимальные концентрации редких элементов.

Гранитоиды комплекса принадлежат к нормальным или ультракислым породам с повышенной глиноземистостью и щелочностью. Породы относятся к семейству субщелочных лейкогранитов и, отчасти, к семейству лейкогранитов нормальной щелочности (рис. 2), калиево-натриевого, чаще калиевого типу, умеренно- и высококалиевые.

Спектры РЗЭ (рис. 26) разделились на три группы. К первой группе относятся пробы (06-13, 08-18, 07-к3), представленные граносиенитом, микроклиновым и аплитовидным гранитами соответственно. Здесь кривые имеют V-образную форму с четко выраженным европейским минимумом ($Eu/Eu^*=0,24-0,33$), где отмечается слабое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми ($La/Yb=1,45-3,01$). Представителями второй группы являются гранофир (08-6), лейкогранит (09-19-1) и аляскитовый гранит (08-7), имеющие кривые с отрицательным характером и явным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ($La/Yb=5,19-10,59$), отрицательная европейская аномалия выражена слабо ($Eu/Eu^*=0,62-0,72$). Особняком стоит микроклиновый гранит (09-11-5) с кривой V-образного вида ($Eu/Eu^*=0,35$), имеющей положительную тенденцию ($La/Yb=0,29$).

Разбивая суммы РЗЭ на те же группы, мы получим следующее: первая группа – 54,00–186,82 г/т, вторая – 70,64–126,39 г/т и третья – 44,95 г/т. Характерна обогащенность легкими редкоземельными элементами при низкой концентрации европия, что свойственно коровым гранитоидам, как и повышенные содержания Rb и Nb. Геохимический спектр характеризуется повышенными содержаниями ($K_k > 1$) U, Bi, Ni, Pb, Ta, Sb, околочларковыми значениями – Nb, Cu, Sn, Hg, Th и пониженными – Li, Be, In, W, Mo и др. Граниты аляскитовые высокорadioактивные, редкометалльные и существенно ториеносные являются типичными представителями

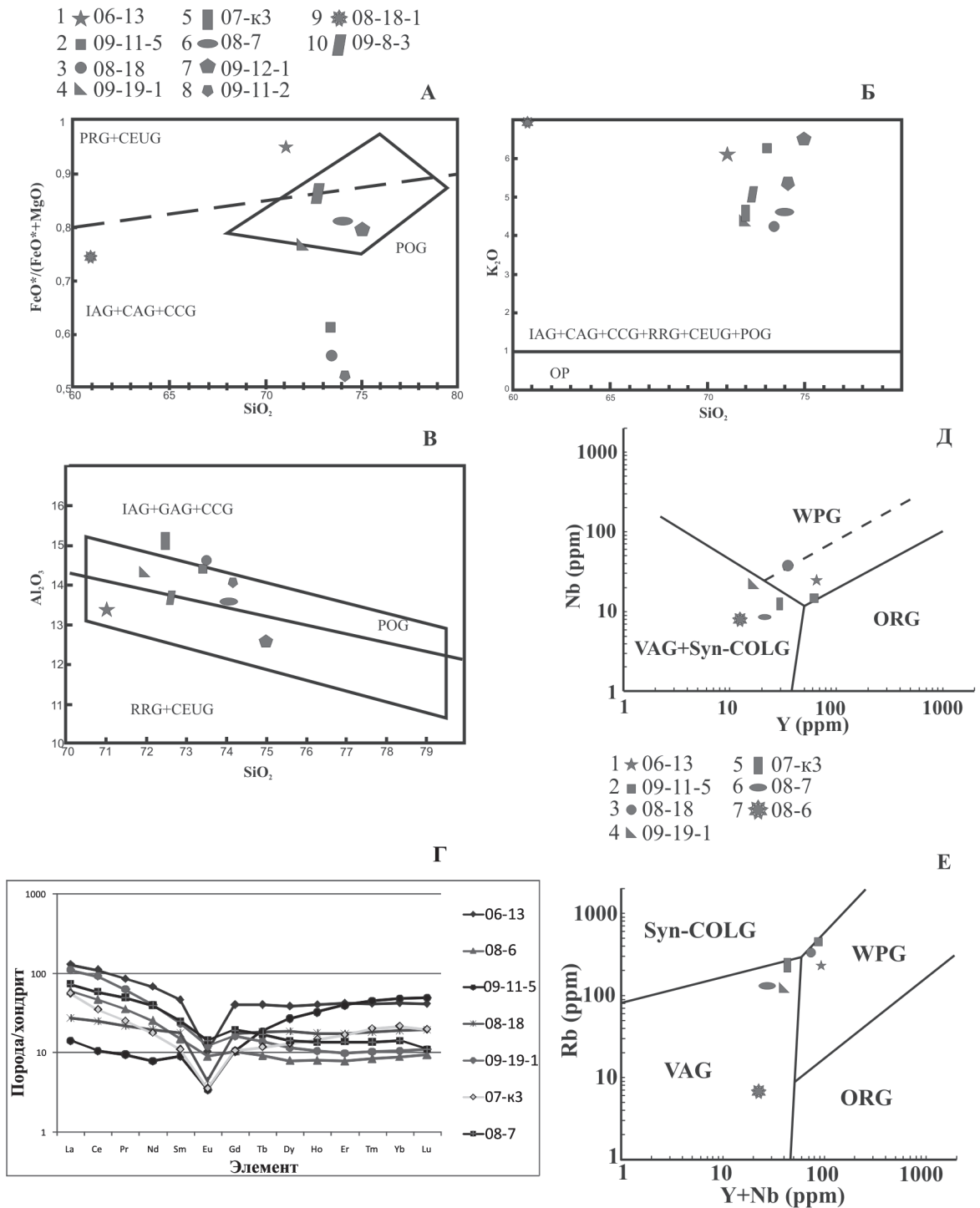


Рис. 26. Петрогеохимическая характеристика пород лонготского комплекса.

А, Б, В – дискриминационные диаграммы П. Мениара, Ф. Пикколи. Поля на диаграмме: IAG – гранитоиды островных дуг, GAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – гранитоиды обстановок континентальной коллизии, POG – посторогенные гранитоиды, RRG – гранитоиды, связанные с рифтами, GEUG – гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий, OP – океанические плагиограниты.

Условные обозначения для диаграмм А, Б, В: гранит (2, 3, 4, 5, 6, 7, 10), граносиенит (1), пегматит (8), сиенит (9).

Г – спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах лонготского комплекса, нормированных к хондриту.

Д, Е – дискриминационные диаграммы для гранитоидов Дж. Пирса Rb – (Y+Nb) и Nb–Y. Поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, Syn-COLD – коллизионные граниты.

Условные обозначения для диаграмм Д, Е: гранит (2, 3, 4, 5, 6, 7), граносиенит (1).

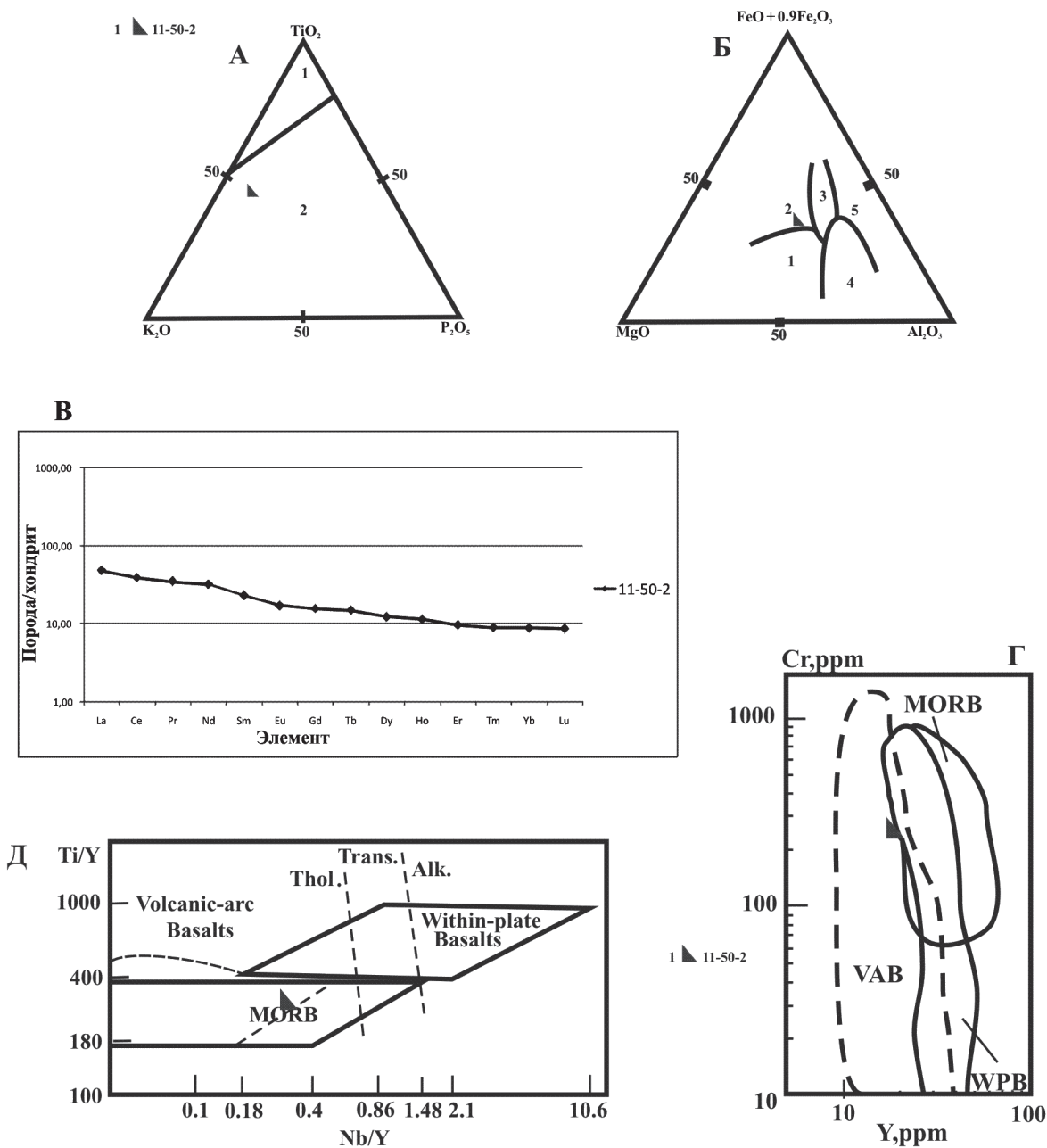


Рис. 27. Петрогеохимическая характеристика пород мусюрского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: долерит (1).

В – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах мусюрского комплекса, нормированных к хондриту.

Г – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

Д – Дискриминационная диаграмма Ti–Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Г–Д: долерит (1).

внутриплитного магматизма плюмовой природы. Соотношение Rb-Sr соответствует образованиям на континентальной коре мощностью более 30 км. Гранитоиды комплекса относятся к А-типу (рис. 3). Диаграммы Дж. Пирса, П. Минара и Ф. Пикколи (рис. 26) не дали однозначного ответа на определение геодинамической обстановки образования пород. В первом случае фигуративные точки имеют координаты как внутриплитных, так и гранитов вулканических дуг, во втором – породы так же разделились, но в большей степени они попадают в поля посторогенных гранитов. На диаграмме А. А. Предровского (рис. 3) гранитоиды занимают области кислых магматитов.

Металлогения комплекса весьма выразительна и разнообразна. С ними генетически связана часть объектов: Nb, Ta, непромышленные концентрации Mo, W, Be (Тайкеуское, Усть-Мраморное, Лонготьюганское и проявления Немурюганское, Крестовое и Каровое).

По петрологической характеристике и металлогенической специализации гранитоиды принадлежат к граносиенит-гранитовой формации.

Возраст гранитоидов комплекса дискусионен и принимается позднепалеозойским, точнее пермским, что согласуется с радиологическими датировками пород К-Аг методом, дающими в большинстве случаев значения 266 ± 20 млн лет (P_3-T_1). Проведенные изотопно-геохимические исследования в рамках работ по ГДП-200 площади листов Q-42-VII, VIII [133] позволили выявить следующие радиогенные кластеры по двум эталонным массивам (прил. 6): $266,8 \pm 7$, $302,3 \pm 8,1$, 463 ± 13 и 511 ± 11 млн лет (SHRIMP-II), что соответствует интервалу нижний кембрий–средняя пермь. Древние значения нижнего кембрия и ордовика, по-видимому, являются реликтовыми кластогенными, характеризующими возраст эдукта, в то время как пермские отвечают реальным магматогенно-метасоматическим событиям, несущим специфическую редкометалльную металлогению и во многом перекликающимися с торасовейским, левдиевским комплексами, контролируемые, с одной стороны, подобными северо-западными структурами, а с другой, несущими близкую минерализацию.

Мусюрский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($BP-T?m$) локализован в Северо-Войкарском блоке ($I-B2^2$), где простирание даек определяется приуроченностью к разрывным нарушениям северо-западной (Евьганский разлом (23), редко северо-восточной ориентировок. Мощность даек – от 10 см до 30–50 м, но обычно не превышает 1–5 м, протяженность – от десятков и сотен метров до первых километров.

Представлен дайками долеритов и габбродолеритов, а также их кварцсодержащими разновидностями. Дайки интродуцируют все более древние образования района. Контакты с вмещающими породами активные, с зонами закалки и расщепления в эндоконтактной части, осложненные редкими апофизами и включениями ксенолитов. Зона закалки имеет мощность от 1 до 5 см. Структура пород долеритовая, пойкилоофитовая и габбродолеритовая, текстура – массивная, в краевых частях даек отмечаются сульфидизированные роговики.

Долериты, кварцевые и кварцсодержащие долериты представляют собой плотные среднезернистые породы буровато-зеленого или зеленовато-серого

цвета. Постоянно фиксируется увеличение зернистости пород в центральных частях даек и уменьшение в контактовых зонах. Для всех разновидностей пород характерны офитовая и долеритовая структуры, частично в сочетании с порфировой. Породообразующие минералы – плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз андезин–лабрадор (An_{45-55}) образует крупные таблитчатые зерна, его количество достигает 50–70%. Моноклинный пироксен–авгит с железистостью 42% (геденбергит). Пироксен замещается роговой обманкой (до 10%) и хлоритом (5–10%). Характерно наличие кварца в виде мелких зерен и закономерных сростков с кислым плагиоклазом (породы иногда близки к конгадиабазам). Количество кварца колеблется от редких зерен до 3–7%. Всегда присутствуют магнетит и титаномагнетит в количестве до 5–7%, апатит, пренит; часто наблюдается хлоритизированный биотит (до 1–5%).

Вторичные изменения представлены амфиболизацией, хлоритизацией, эпидотизацией и карбонатизацией клинопироксена, а также соссюритизацией и пренитизацией плагиоклаза.

Все долериты комплекса относятся к известково-щелочной группе (рис. 2). По петрохимическим характеристикам породы отвечают долеритам и кварцевым долеритам более южных районов. Все они характеризуются сравнительно стабильными содержаниями K_2O (около 1%) и отношением $Na_2O/K_2O=3-4$. Присутствует нормативный кварц – от 1 до 19%. По данным предшественников, подобный тип образований соответствует «траппоидной формации» и может быть сопоставлен с траппами Сибирской платформы (красноселькупский комплекс), либо с траппоидами коротаихинского комплекса Предуральяского прогиба [27].

Тренд распределения лантаноидов отличается прямолинейным характером со значительным дефицитом тяжелых РЗЭ ($La_N/Yb_N=5,47$) и небольшим минимумом по количеству европия ($Eu/Eu^*=0,90$). Подобные тренды характерны для долеритов, сформированных в обстановке внутриконтинентальных рифтовых зон (рис. 27). Долериты комплекса характеризуются надкларковыми значениями Be, V, Cr, Sr, Mo, W, Bi, Pb, околоскларковыми – Sb, Hg и нижекларковыми – Li, Co, Ni, Zr, Nb, Th, U.

С долеритами мусюрского комплекса ассоциируют месторождения и проявления золото-сульфидно-кварцевой формации Тоупугол-Ханмейшорского железо-золоторудного узла, в частности месторождение Петропавловское (IV-2-8), где наряду с метасоматитами березит-лиственитовой формации в верхней приповерхностной части проявлены аргиллизиты с золото-теллуридной минерализацией, которая завершает формирование золотоносных образований этой группы.

Возраст пород комплекса определяется как пермско-триасовый на основании геологических данных, полученных в результате разведочных работ на месторождениях Новогоднее-Монто и Петропавловское [52], что позволяет коррелировать формирование долеритов мусюрского комплекса со временем тектоно-магматической активизации платформенного этапа развития региона. Полученные изотопные значения U-Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам показали, что долериты имеют возраст моложе

290 млн лет, что позволяет интерпретировать их становление, с учетом корреляции с красноселькупским комплексом, как пермско-триасовый.

Яляхинский комплекс щелочно-габбродолеритовый гипабиссальный ($\epsilon\beta, \chi T_3 - J_{1jj}$) выделен впервые в Щучьинском блоке Б. В. Перевозчиковым. Название дано по руч. Яля-Яха (приток р. Большая Харута). Петропитом являются несколько даек эссекситдолеритов среди брекчированных тоналитов на р. Большая Харута. А. К. Афанасьевым к этому комплексу были отнесены все наиболее поздние магматические породы основного и среднего составов, слагающие маломощные дайки [105].

Объединяет слабопересыщенные щелочами интрузивные породы основного состава, прорывающие дорифейские отложения в Харбейском мегаблоке ($I-B2_1$) и средне- и позднепалеозойские отложения янганапэйской свиты, а также девонские магматические образования юньягинского комплекса в Юньягинском блоке ($I-B1^2$).

Нами в процессе проведения ГДП-200 [133] установлено пять выходов этих достаточно экзотических и очень свежих пород: в истоках левого притока р. Парноеган, два тела в коренных выходах по р. Мамлый Сандибей и два выхода по руч. Костальбей. Во всех случаях это секущие дайки мощностью от 20 см до 1,5 м, имеющие северо-западное и северо-восточное генерализованное направление, с активными закаленными контактами, вплоть до появления вулканического стекла мощностью до 2 мм. Характерна лестничная отдельность и слабая дифференцированность от периферии к центру. Это черные афанитовые породы, иногда с очень тонкой сульфидной пленкой по трещинам, раковистым изломом, с характерным шелковистым блеском, а при полировке обладают глубоким черным цветом. Протяженность даек достоверно не установлена в связи с закурумленностью водоразделов, правда, в некоторых случаях (р. Парноеган) это не более 0,5 км. По-видимому, более мощные дайки, рассекающие, например, граниты сандибейского комплекса, протягиваются более, чем на 1 км, трассируя совместно с кварцевыми жилами Сандибейский разлом (26) (аз. пад. 20° , $\angle 60^\circ$). Породы комплекса, выявленные ранее, локализованы только в Юньягинском тектоническом блоке и приурочены к региональным разломам (Харутский (11), Медведевско-Юньягинский (10) и др.) и опережающим их дизъюнктивам. Петрографический состав комплекса охарактеризован наличием монцодолеритов, эссекситдолеритов и лампрофиров (спессартиты, одиниты). Эссекситдолериты прорывают жилы гранит-аплитов и прожилки эпидот-хлоритового состава, содержащиеся в гранодиоритах, а также рассекают зоны дробления и зеркала скольжения.

Рассмотренные образования вследствие незначительного распространения практически не находят отражения в физических полях и на аэро- и космоснимках.

Породы лампрофировой группы слагают крутопадающие до вертикальных дайки мощностью от 0,2 до 3 м. Мощность жил эссекситдолеритов не превышает первых десятков сантиметров. Контакты тел повсеместно резкие, с отчетливо выраженными зонами закалки, иногда с мелкими ксенолитами. В краевых частях жилы эссекситдолеритов в пределах 2–4 см

закалены, что выражается в уменьшении зернистости, количества и размера вкрапленников. Простираение дайковых и жильных обособлений субмеридиональное, по аз. 350°.

Эссекситдолериты имеют серый или темно-серый до черного цвет, тонко и мелкозернистое строение, порфиоровидную, в основной массе офитовую, в отдельных жилах лампрофировую структуру. Монцодолериты – более светлые по окраске породы и характеризуются преимущественно монцитовой микроструктурой. До 5–10% объема породы составляют вкрапленники пироксена и плагиоклаза, редко фенокристаллы баркевикита и биотита. В минеральном составе преобладают идиоморфные клинопироксен и биотит, в эссекситдолеритах также присутствуют плагиоклаз, баркевикит; в некоторых разностях основная масса представлена лейцитом и продуктами его разрушения. Вторичные минералы – актинолит, альбит, карбонат, хлорит, серицит. Из аксессуарных минералов в породах встречаются магнетит (до 5–7%), апатит, ильменит, пирит, титанит, циркон, редкоземельные минералы.

Лампрофировая группа представлена единитами, реже спессартитами. Текстуры пород повсеместно массивные, однородные; структуры, в зависимости от состава, постепенно изменяются от офитовых до лампрофировых. Первичные минеральные парагенезисы в единитах – плагиоклаз (An_{70-55}) + клинопироксен + роговая обманка + рудный минерал (магнетит или пирит) + апатит; в спессартитах петрографический состав несколько другой – плагиоклаз (An_{50-30}) + роговая обманка (авгит) ± кварц + апатит + рудный минерал (магнетит) ± биотит ± микроклин.

Вторичные изменения в лампрофирах проявлены слабо и связаны в основном с тектоногенезом (катаклиз) и низкотемпературными процессами, вызывающими актинолитизацию и хлоритизацию темноцветных минералов, а также сосюритизацию и слабую серицитизацию плагиоклазов. В редких телах отмечено замещение фемических минералов уралитом и появление в породе в незначительном количестве титанита и новообразованного биотита.

Породы яляяхинского комплекса принадлежат к основным породам умереннощелочного ряда калиево-натриевой серии (рис. 2) и одновременно являются умеренно- и высокоглиноземистыми ($al' = 0,76-1,0$). Однако в отдельных случаях они относятся к калиевой серии ($K_2O/Na_2O > 2$). По соотношению суммы щелочей, железа и магния большинство магматитов комплекса относятся к известково-щелочной серии. Эссекситдолериты по составу близки к средним эссекситам по Р. Дели, с повышенной до 1–1,2% TiO_2 . Согласно коэффициентам Н. Л. Добрецова породы комплекса отвечают континентальным толеитовым сериям. На диаграмме ($K_2O-TiO_2-P_2O_5$) Т. Х. Пирса их фигуративные точки попадают в поле континентальных образований (рис. 28). Нормативный минеральный состав (CIPW) отличается присутствием в половине проб кварца (до 1%), а также наличием нормативного ортоклаза (2–15%), в единичных пробах присутствует нефелин.

Геохимические особенности эссекситдолеритов и монцодолеритов характеризуются очень высокими содержаниями ($Kk > 1$) Be, V, Y, Zr, Mo, Ta,

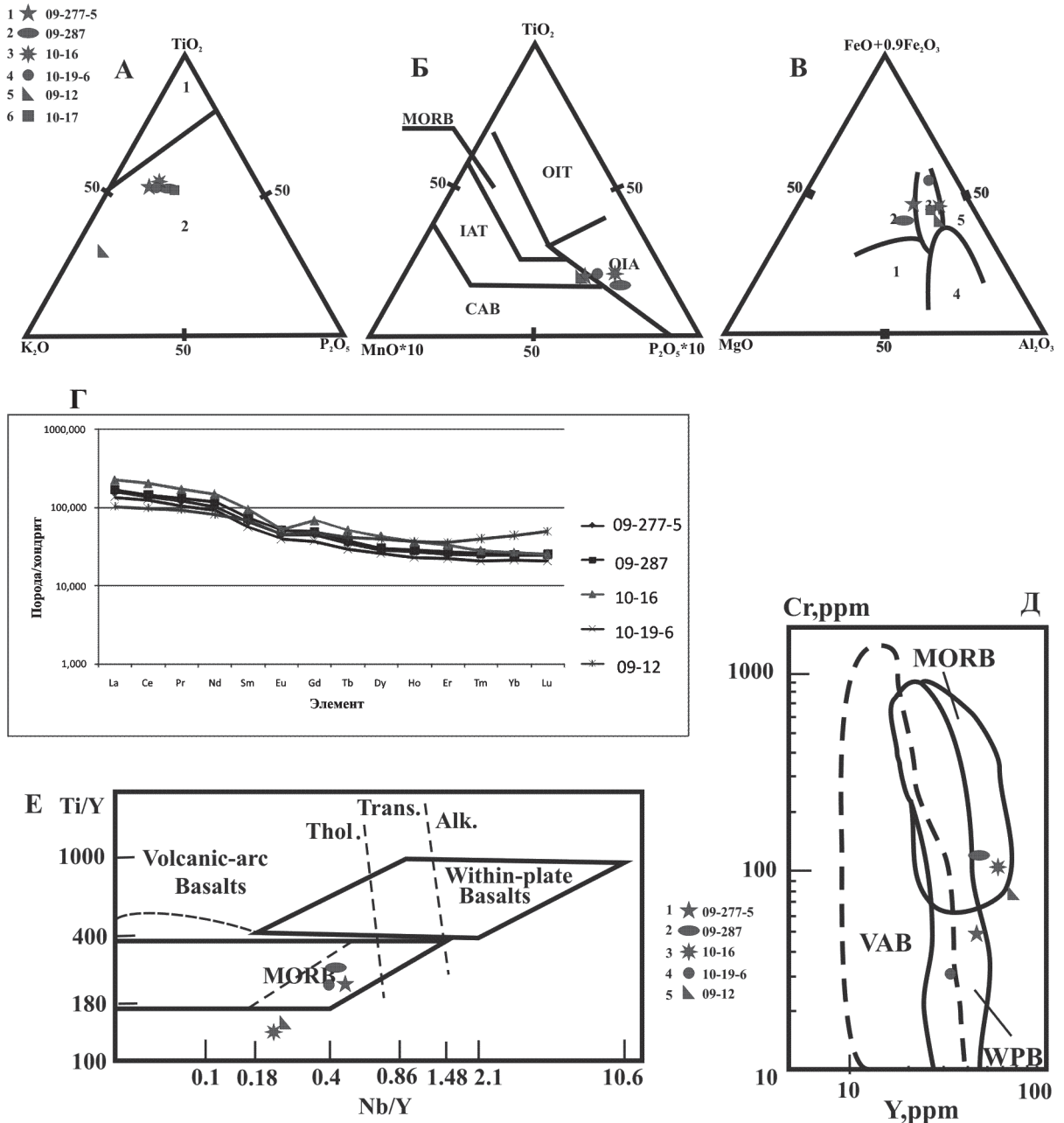


Рис. 28. Петрогеохимическая характеристика пород яляяхинского комплекса.

А – Диаграмма Т. Х. Пирса для разделения океанических и континентальных базальтов. Поля на диаграмме: 1 – океанические базальты, 2 – континентальные базальты.

Б – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

В – Дискриминационная диаграмма Т. Х. Пирса. Поля на диаграмме: 1 – океанические абиссальные базальты, 2 – океанические островные базальты, 3 – континентальные базальты, 4 – орогенные (островодужные и окраинно-континентальные) базальты, 5 – островные базальты из зон спрединга.

Условные обозначения для диаграмм А–В: трахидолерит (1, 2, 3, 4), эссекит (5).

Г – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в породах яляяхинского комплекса, нормированных к хондриту.

Д – Дискриминационная диаграмма Cr–Y. Поля на диаграмме: VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты СОХ, WPB – внутриплитные базальты.

Е – Дискриминационная диаграмма Ti/Y–Nb/Y. Поля на диаграмме: Volcanic arc basalts – базальты вулканических дуг, within plate basalts – внутриплитные базальты, MORB – базальты СОХ, Thol – толеитовая серия, Trans – переходная серия, Alk – щелочная серия.

Условные обозначения для диаграмм Д–Е: трахидолерит (1, 2, 3, 4), эссекит (5).

Hg, Pb, Bi, U, околочларковыми – Co, Zn, Rb, Nb, Sb, W, Th и низкими – Li, Cr, Cu, As, Sn.

Тренды распределения лантаноидов отличаются интенсивно взгорбленным характером со значительным дефицитом тяжелых РЗЭ ($La_N/Yb_N=2,32-8,33$) и минимумом по количеству европия ($Eu/Eu^*=0,65-0,86$). Также характерной особенностью щелочных пород яляяхинского комплекса является высокий уровень содержаний РЗЭ, в сотни раз превышающий их количество в хондритах (рис. 28), это характерно для щелочных образований зон активизации платформ.

Таким образом, по минеральному и химическому составам породы яляяхинского комплекса относятся к щелочно-габбродолеритовой формации и являются продуктами активизационного континентального магматизма. С породами комплекса связаны проявления и пункты минерализации золота и меди, относимые к золото-сульфидно-кварцевой формации.

Возраст принят на основании геологических данных о внедрении щелочных долеритов после проявления метаморфических процессов, которые накладываются на вмещающие их породы, в том числе среднекаменноугольные, а также по полученным Sm-Nd возрастным датировкам, свидетельствующим о формировании этих пород в интервале от 150 до 192 млн лет [133]. Поэтому возраст комплекса определяется как поздне-триасовый–раннеюрский, что свидетельствует о проявлении магматизма яляяхинского комплекса в платформенную стадию развития региона.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В истории геологического развития Полярного Урала (лист Q-42-VII, VIII) установлено проявление нескольких типов регионального метаморфизма, приуроченных к определенным геологическим комплексам и тектоно-магматическим этапам их развития [8, 16, 42]. Проявление регионального метаморфизма сопряжено с карельским, байкальским и каледоно-варисским тектоно-магматическими этапами, и в целом в его эволюции наблюдается снижение масштаба и термодинамического уровня метаморфизма от ранних этапов к поздним.

Высокотемпературные метаморфические преобразования выявлены в наиболее глубоких горизонтах Уральского подвижного пояса, которые выражаются в формировании специфических метаморфических комплексов и подразделяются на допалеозойский метаморфизм (плутонометаморфизм сиалического и фемического профиля) пород кристаллического основания, объединенных в харбейский метаморфический комплекс, и раннепалеозойский симатический плутонометаморфизм основания уралид. Кроме того, здесь же установлен океанически-островодужный зеленокаменный синвулканический метаморфизм, коллизионный плутонометаморфизм сиалического и фемического типов, поздне- и постколлизионный дислокационный метаморфизм шовных зон (рис. 29).

Допалеозойский метаморфизм фемического и сиалического типов проявился в породах кристаллического основания Харбейского антиклинория и фиксируется на реликтовых участках, не затронутых процессами метасоматоза. К числу последних можно отнести район гор Ханмей, Вась-Кей и междуречья Большой Харбей–Лонготъёган. Развитие метаморфитов данного типа здесь прослеживается в породах ханмейхойской, лаптаюганской и париквасьшорской свит, образующих харбейский гнейсо-амфиболитовый комплекс, в котором отмечается вертикальная градиентность метаморфизма со снижением его уровня вверх по разрезу. Породы комплекса претерпели несколько последовательно наложившихся этапов регионального метаморфизма и метасоматизма, поэтому выделение продуктов наиболее раннего метаморфизма фемического типа представляет собой достаточно сложную и не всегда однозначно решаемую задачу.

К фемическому плутонометаморфизму, по Г. А. Кейльману [16], относятся процессы раннего этапа регионального метаморфизма пород базитового основания харбейского метаморфического комплекса, проявившегося преимущественно в породах ханмейхойской свиты. Район хр. Ханмей-

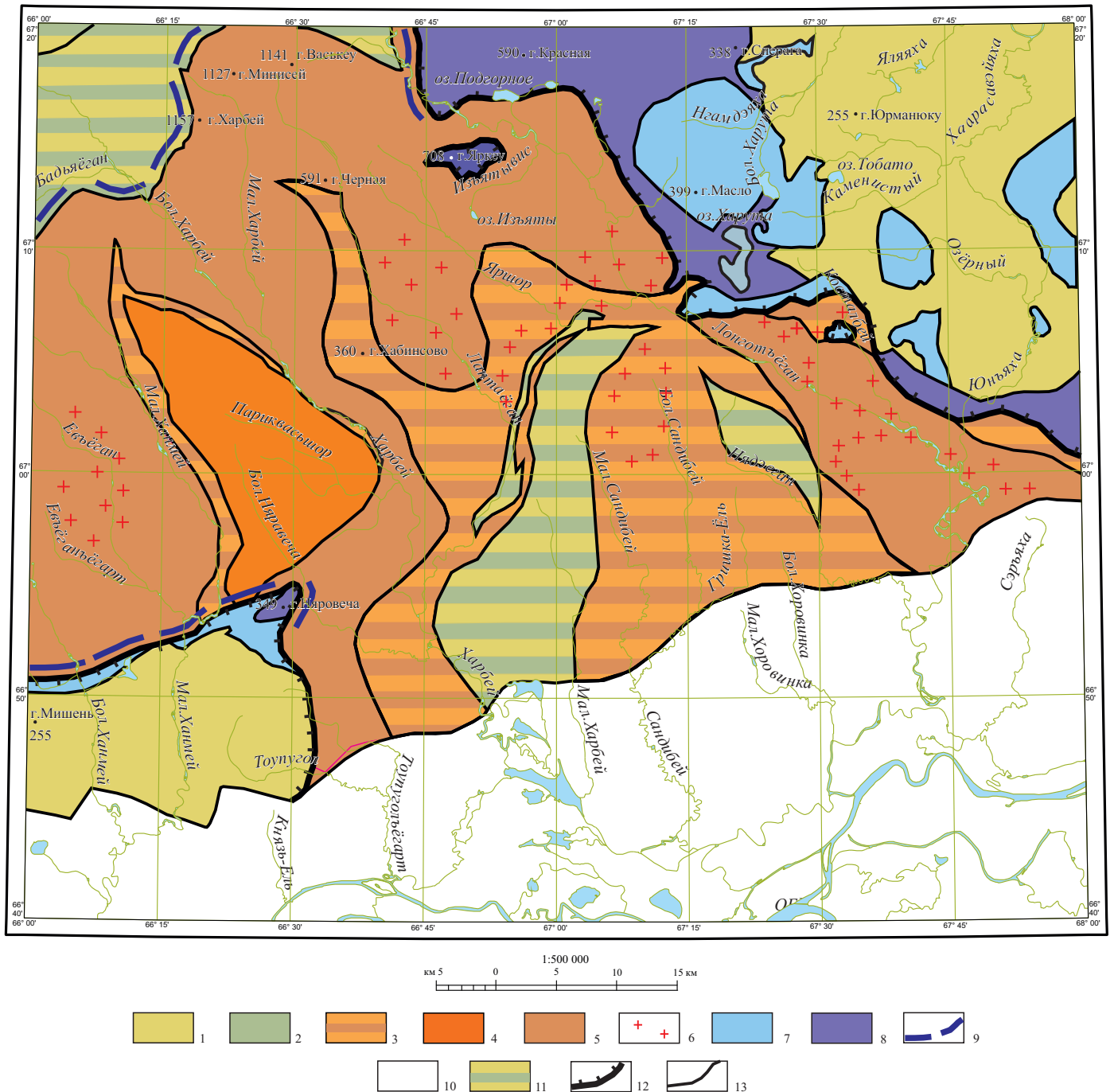


Рис. 29. Схема метаморфизма.

Фаши метаморфизма: 1 – зеленокаменная (пренил-пумпеллитовая); 2 – зеленосланцевая. Сиалический плутонометаморфизм: эпидот-амфиболитовая средних (3) и повышенных (4) давлений; 5 – амфиболитовая. Коллизионный сиалический плутонометаморфизм: 6 – гранитизация. Симатический плутонометаморфизм: 7 – эпидот-амфиболитовая; 8 – амфиболитовая; 9 – линейные тела высокобарических ассоциаций, в т. ч. глаукофановых сланцев. 10 – неизмененные породы; 11 – ареалы развития сопряженных фаций метаморфизма (диафторированные породы); 12 – Главный Уральский надвиг; 13 – границы метаморфических фаций.

Хой характеризуется развитием нижних горизонтов ханмейхойской свиты, представленной здесь меланократовыми очковыми амфиболитами. Амфиболиты на 60–80% сложены агрегатом ориентированных кристаллов роговой обманки, в подчиненном количестве присутствуют гранат, плагиоклаз, цоизит. Роговая обманка представлена зеленой плеохроирующей эденит-чермакитовой разновидностью [8, 115] с низким содержанием титана (около 0,1 форм. ед.) и высокой щелочностью (0,65–1,0 форм. ед.). Плагиоклаз ранней генерации представлен реликтовыми зернами олигоклаза и андезина, новообразованные очковые и порфиробластические выделения плагиоклаза представлены альбитом. Гранат обладает высоким содержанием кальция (до 20–30%) и низким содержанием магния (до 10% пиропы). Более высокие горизонты ханмейхойской свиты, широко распространённые, например, в районе горы Вась-Кеу, характеризуются развитием более низкотемпературных (сине-зеленая роговая обманка) амфиболитов с олигоклазом и альбитом. В Париквасьшорской структуре исходные пелитовые осадки, превращённые в слюдяно-кварцевые крупнозернистые кристаллические сланцы, содержат высокобарические парагенезисы граната с мусковитом, биотитом, кианитом, ставролитом и роговой обманкой. Для метаморфизма этого этапа, в пределах метаморфического комплекса, характерным является ареальное развитие, изохимический профиль метаморфической перекристаллизации пород, низкая вертикальная и латеральная градиентность термодинамических параметров при синхронном возрастании с глубиной температуры и литостатического давления. Фациальные условия допалеозойского метаморфизма пород гнейсо-амфиболитового комплекса южной части Харбейского антиклинория отвечают амфиболитовой фации ($t > 750^{\circ}\text{C}$, $p > 6$ кбар [19]) средних и повышенных давлений (нижняя часть ханмейхойской свиты) и эпидот-амфиболитовой фации средних (лаптаюганская свита) и повышенных (париквасьшорская свита) давлений ($p > 12$ кбар) [8, 115, 125, 133]. Типоморфными породами, минеральные метаморфические парагенезисы которых отражают термодинамические условия доордовикского регионального метаморфизма, являются меланократовые очковые амфиболиты ханмейхойской свиты, равномернозернистые плагиоклазовые амфиболиты лаптаюганской свиты, биотитовые плагиогнейсы лаптаюганской и париквасьшорской свит.

В харбейском метаморфическом комплексе получили интенсивное площадное развитие и процессы коллизионного сиалического плутонометаморфизма, особенно в пределах гранито-гнейсовых куполов и в зонах трансформных сдвиговых и сбросо-сдвиговых разломов северо-западных и северо-восточных направлений. Основной особенностью сиалического плутонометаморфизма является очень четко выраженный аллохимический профиль, проявившийся в развитии нескольких типов наложенных метаморфо-метасоматических преобразований пород, сопровождающийся общей «гранитизацией» пород метаморфического комплекса. Структурными центрами гранитизации явились ядра Евьюганского, Лаптаюганского и Бадьяшорского гранито-гнейсовых куполов. Для данного типа метаморфизма характерна латеральная и вертикальная метасоматическая и термодинамическая зональность, высокие давление и температура, флюидная

градиентность с общим снижением термодинамического уровня метасоматизма вверх по разрезу и к периферии гранито-гнейсовых структур. Неравномерное развитие процессов метасоматической перекристаллизации приводит к образованию большого количества гибридных полевошпатовых гнейсов, с постепенными переходами пород между собой. В ядрах гранито-гнейсовых куполов получили развитие мигматиты порфиробластических, пятнистых, полосчатых, жильных, линзовидных, птигматитовых текстур. Типоморфными породами сиалического плутонометаморфизма являются плагиогнейсы амфиболового, биотит-амфиболового, амфибол-биотитового составов, слюдяные кристаллические сланцы, а также мусковитовые плагиогнейсы и мусковит-микроклиновые гранитогнейсы. Завершением коллизионного метаморфического преобразования харбейского комплекса явились процессы дислокационного метаморфизма пород шовных зон тектонического обрамления метаморфических блоков.

К симатическому типу метаморфизма фемического профиля [16] относятся продукты регионального изохимического преобразования пород раннепалеозойского основания Войкаро-Щучьинской структурно-формационной мегазоны, включающие процессы преобразования офиолитов (сыумкеуский, раизско-войкарский и другие комплексы) и габброидов малькского комплекса. Наиболее высокотемпературные метаморфические преобразования отмечаются в основании вышеперечисленных комплексов, сменяясь вверх по разрезу более низкотемпературными парагенезисами. Так, на начальных стадиях происходит оливинизация ультрабазитов, образование войкаритов и амфиболитизация габброидов с формированием апогаббровых амфиболитов, в дальнейшем происходит лизардитизация, хлоритизация, антигоритизация первых и сосюритизация, амфиболитизация, эпидотизация и хлоритизация вторых. При этом зональность этих процессов прослеживается со сменой данных пород с запада на восток. Для западной части «габброизированных» пород, например, малькского комплекса, характерно образование меланократовых бесполевошпатовых пироксен-роговообманковых амфиболитов, гранатовых амфиболитов, а к востоку они сменяются цоизитовыми, а затем и плагиоклазовыми амфиболитами. Эти парагенезисы отражают снижение давления (от повышенных до умеренных давлений) вверх по разрезу при температурном уровне, отвечающем амфиболитовой фации.

Зеленокаменный океанически-островодужный синвулканический метаморфизм представляет собой региональное изменение вулканогенных пород под воздействием термодинамических факторов и гидротермально-метасоматических процессов, непосредственно сопряженных с вулканизмом. На описываемой территории отмечается проявление двух этапов зеленокаменного метаморфизма. Первый связан с формированием байкалит и зафиксирован в вулканогенных породах Харбейско-Марункеуской СФЗ и вулканогенно-сланцевом основании Орангского аллохтона (впоследствии переработан), а второй проявился в нижне-среднепалеозойском вулканогенном разрезе Щучьинского и Войкарского синклиналиев. В общем виде в пределах зеленокаменного комплекса могут быть выделены следующие фации и субфации минеральных преобразований (сверху вниз по

разрезу): цеолитовая фация, пренит-пумпеллитовая фация, фация зеленых сланцев с субфациями эпидот-хлоритовой и биотит-эпидот-актинолитовой. Подобная зональность характерна в целом и для исследуемой территории. Так, в западном и северном обрамлении Ханмейхойского блока в пределах Верхнехарьбейской и Тайкеуской синформ широко проявлен ранний доордовикский зеленокаменный метаморфизм. Он приурочен к вулканогенно-осадочным образованиям среднего рифея–венда (няровейская, немурюганская, сядатинская свиты). Первичные минеральные зеленокаменные парагенезисы и микроструктуры иногда ограничено отмечаются в базальтоидах упомянутых свит, на фоне более поздних интенсивных структурных и метаморфических преобразований пород палеозойского этапа.

В Щучинском и Войкарском синклиниях низы океанического вулканогенного разреза, как правило, представлены комплексом параллельных долеритовых даек и натриевыми базальтами ордовика–раннего силура, для которых характерно окварцевание, эпидотизация и гематитизация. В результате образуется «переслаивание» массивных долеритов, базальтов и тонкорассланцованных зеленых сланцев преимущественно кварц-гематит-хлорит-эпидотового состава. В приконтактных зонах габброидных интрузий долериты интенсивно рассланцованы и частично амфиболизованы. Здесь можно наблюдать постепенные переходы от слабо- к интенсивно рассланцованным разностям. В породах описываемого разреза широко развиты минеральные парагенезисы с актинолитом, хлоритом, альбитом, эпидотом, карбонатом. Реже встречаются глаукофан- и лавсонитсодержащие разности. Породы силура и девона представлены вулканогенно-осадочными толщами. Вулканыты состоят из основного плагиоклаза, часто нацело альбитизированного, пироксена, в значительной мере уралитизированного и хлоритизированного, и мусковита.

Таким образом, породы позднего ордовика–раннего силура изменены процессами зеленокаменного метаморфизма до уровня биотит-эпидот-актинолитовой субфации фации зеленых сланцев. Образование парагенезисов с глаукофаном и лавсонитом связано здесь с процессами дислокационного метаморфизма, уровень которого достигал фации «голубых сланцев». Нижние горизонты лудловского яруса изменены в условиях эпидот-хлоритовой, а верхние – филлитовой субфаций. Метаморфизм верхних горизонтов лудловского яруса отнесен нами к пренит-пумпеллитовой фации. В терригенно-карбонатном комплексе девона и карбона Щучинского и Войкарского синклинириев метаморфические преобразования не превышали уровня гидрослюдистой (цеолитовой) фации.

Процессы синскладчатого зеленосланцевого метаморфизма приурочены к периоду формирования складчатых структур. Интенсивность проявления синскладчатого метаморфизма тесно связана с дислоцированностью пород и определяется глубиной их формирования, величиной геотермического градиента, величиной стрессового давления и воздействием гидротермальных растворов различного генезиса. Метаморфизм захватывает все породы, участвующие в складкообразовании, но в зависимости от вышеперечисленных факторов и литологического состава он может проявляться по-разному.

Развитие зеленосланцевого синккладчатого регионального метаморфизма в пределах листа приурочено к рифейским и нижнеордовикским вулканогенно-терригенным образованиям западного обрамления Харбейского антиклинория. Они характеризуются в крайнем северо-западном углу площади листа Q-42-VII и представлены метаморфизованными вулканогенными и осадочными отложениями няровейской, немурюганской, сядатинской и орангской свит. Породы этих свит смяты в параллельные линейные складки северо-восточного простирания, конформные контакту с харбейским гнейсо-амфиболитовым комплексом, с вертикальными или запрокинутыми на северо-запад осевыми плоскостями. Для зеленосланцевого метаморфизма достаточно отчетливо фиксируется термодинамическая градиентность и сопряженность процессов структурных и метаморфических преобразований пород. Наиболее высокая степень метаморфизма, соответствующая мусковитовой ступени фации зеленых сланцев, проявилась в породах нижней части няровейской свиты вдоль ее контакта с гнейсо-амфиболитовым комплексом. Типоморфными для этой части геологического разреза рифея–венда являются мусковит-альбит-кварцевые метапелитовые и альбит-эпидот-хлоритовые метабазитовые сланцы. Нередко в парагенезисе с мусковитом в метапелитах отмечается выделение мелкой вкрапленности альмандинового граната, равномерно или полосчато распределенного в породе. К северо-западу, вкрест простирания зеленосланцевой толщи, степень метаморфизма снижается и соответствует уровню филлитовой ступени фации зеленых сланцев. В качестве типоморфных метаморфических пород наиболее распространенными являются филлитовые, серицит-кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, кварц-альбит-хлоритовые метаморфические парасланцы. Характерной структурной чертой метаморфических сланцев является отчетливо выраженная планпараллельная ориентировка распределения слоистых силикатов, согласная с общей ориентировкой сланцеватости пород и складчатых структур. В большинстве случаев сланцеватость совпадает с первичной слоистостью осадочных пород, но достаточно часты случаи дискордантного, секущего положения кристаллизационной сланцеватости и ориентировки метаморфических минералов по отношению к слоистости.

Развитие процессов дислокационного метаморфизма приурочено к зоне западного тектонического ограничения гнейсо-амфиболитового и офиолитового комплексов и проявляется в активном динамическом структурно-метаморфическом преобразовании пород с формированием характерных барофильных метаморфических минеральных парагенезисов (P-T условия: $t > 500$ °C, $p > 9$ кбар [16, 19]). Такие участки динамической перекристаллизации пород тектонического обрамления вышеуказанных комплексов отмечаются в районе рек Большой Ханмей, Бадья-Юган, Большой Харбей и Няравеча, левобережье р. Лонготъган.

В тектонических зонах широкое распространение получили структуры будинажа, милонитизации и бластомилонитовой перекристаллизации пород няровейской и ханмейхойской свит и продуктов их метасоматической гранитизации. Процессы формирования минеральных парагенезисов дислокационного метаморфизма наложены на метаморфизованные

породы няровейской серии в зоне ее восточного тектонического контакта. Типоморфными минеральными парагенезисами дислокационного метаморфизма в этих локальных динамически проработанных тектонических зонах служат ассоциации барофильных минералов с глаукофаном, стильпномеланом, доизитом и альбитом. По химическому составу глаукофан относится к кросситовой высокоглиноземистой разновидности [125]. Хорошая сохранность минеральных ассоциаций дислокационного метаморфизма, конформность структурной позиции минералов с динамическими структурами говорят о приуроченности метаморфизма к наиболее поздним завершающим палеозойским этапам тектонического формирования Полярного Урала.

ПРОЯВЛЕНИЕ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА (МЕТАСОМАТОЗ)

Продукты контактового метаморфизма широко распространены на территории листа в виде зон ороговикования, скарнирования, окварцевания и т. п. Наиболее широко эти процессы проявлены как в Харбейском антиклинории, так и в Щучьинском и Войкарском синклиниях. Для первого характерно локальное ороговикование вокруг тел гранитоидов (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты), представленных биотитовыми, амфибол-биотитовыми и пироксеновыми разностями. На них, как правило, дискордантно наложены околорудные метасоматиты формации пропицитов, березитов, альбититов [125], а иногда и аргиллитов. Метасоматиты приурочены к комплексным тектоно-магматическим системам, трассируя последние иногда на десятки километров. Таковы зоны Лонготских, Тайкеуский, Мраморский, Евъеганских, Лаптаеганских и других дислокаций.

К метасоматитам приурочено вольфрам-молибденовое (Харбейское), редкометалльное урановое (Базисное и др.), полиметаллическое (Свинцовое) и золотое оруденения. В Щучьинском и Войкарском синклиниях широко развиты эпидот-гранатовые скарны в связи с габбро-монцит-гранитовыми комплексами (конгорский, собский, юнъягинский и др.). Выявленные скарново-магнетитовые руды не имеют практического значения. Однако на них наложено более молодое золото-сульфидное оруденение в связи с березитами и аргиллизитами (Новогоднее-Монто, Петропавловское).

С габбро-гипербазитовыми комплексами океанического типа генетически связаны метаморфиты натриевого и магнезиального рядов (за пределами листа), которые, как правило, приурочены к зонам меланжа. При этом на них также наложены более низкотемпературные метасоматические процессы листовитового типа, несущие золото-сульфидное оруденение, близкое по генезису к объектам Кировоградского типа на Южном Урале.

ТЕКТОНИКА

В современной геологической литературе широкое признание получили представления о покровно-складчатом, террейновом строении Урала с развитием шарьяжей, рифтовых структур, зон меланжа, бластомилонитов и глаукофановых сланцев, поэтому такие определения и термины как «синклинорий», «антиклинорий» не вполне согласуются с мобилистическим подходом, проповедуемым авторами отчета, однако общепризнаны и с этой оговоркой сохранены нами наряду с применением таких понятий как сектор, зона, комплекс, аллохтон, автохтон, синформа, антиформа, блок, сегмент и др.

В данном разделе использованы следующие материалы: тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 (под редакцией И. Д. Соболева, 1986); тектоническая карта территории деятельности объединения «Полярноуралгеология» масштаба 1:1 000 000 (Л. Н. Беляков, 1987); тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты масштаба 1:1 000 000 [88]; структурно-тектоническая карта Байдарацко-Собской площади масштаба 1:200 000 [125]; использованы схемы тектонического районирования Урала, а также последние работы в этой области: А. Н. Диденко, С. А. Куренкова, С. В. Ружнецова (2001 г.), В. И. Устрицкого (1985 г.), С. В. Аглонова (1999 г.), В. Е. Хаина (2003 г.), В. Н. Пучкова (1996, 2010 гг.) и собственные многолетние исследования.

Территория листа Q-42-VII, VIII расположена в пределах полярной части Новоземельско-Уральского складчато-надвигового пояса на стыке двух крупнейших структур последнего Центрально-Уральского мегантиклинория и Тагило-Магнитогорского мегасинклинория, а также примыкающей к нему с юга Западно-Сибирской плиты, которые в свою очередь включают структуры более высоких порядков. Так, Центрально-Уральский мегантиклинорий, занимающий около 45% площади листа, представлен на крайнем северо-западе сланцевыми отложениями палеозоя (Орангский аллохтон) Талота-Пайпудынского синклинория (1%). Харбейский антиклинорий в рамках одноименного мегаблока, сложенный докембрийскими отложениями (доуралиды), имеющими самостоятельный структурный план северо-западной ориентировки, нередко затушеванный последующими процессами, включает сложнопостроенные Ханмейхойский (*I-B2₁*) и Порцелорский (*I-B2₂*) блоки. Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий представлен своими наиболее северными частями – Щучьинским (*I-B1*) и Войкарским (*I-B2*) синклинориями (аллохтонами). При этом в их строении

на 85% принимают участие плутонические комплексы палеозоя. Их аллохтонная природа обусловлена, во-первых, тектоническим (надвиговым) меланжированным характером картируемых границ, во-вторых, с проявлением в породах основания высокobarического (глаукофансланцевого) метаморфизма и, в-третьих, наличием перед фронтом надвига останцов тектонических покровов клипов, сложенных габбро-гипербазитовыми ассоциациями, принадлежащими к безкорневым райизско-войкарскому, сыумкеускому, малькскому и харампэйско-масловскому комплексам. Западно-Сибирская плита (30%) реализована на Собской площади северной частью Ямало-Гыданской мегаседловины, включающей Шурышкарскую мегавпадину и Северо-Приполярную малую моноклинали, сложенные слабо литифицированными континентальными и морскими осадками мезозоя. Все основные структурные элементы пояса имеют четкие геологические границы надвигового типа, отражены в физических полях и фиксируются аэрокосмометодами и прямыми геологическими наблюдениями.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

В строении листа Q-42-VII, VIII участвуют структурно-вещественные комплексы (СВК) пяти структурных этажей: раннепротерозойского, рифейско-раннекембрийского, позднекембрийско-пермского, мезозойского и неоген-четвертичного, отвечающих соответственно карельской, байкальской (кадомской), каледоно-варисской, киммерийской и альпийской эпохам складчатости. Они имеют различные структурные планы, часто с элементами унаследованности, разделены угловыми и азимутальными несогласиями, нередко с крупными перерывами в осадконакоплении.

Раннепротерозойский структурный этаж (PR_1), слагающий фундамент исследуемого региона, представлен разнообразными гранатовыми амфиболитами, гнейсами, габброамфиболитами, мигматитами, известными в составе харбейского метаморфического комплекса, реализован в Ханмейхойском ($I-B2_1^1$) и Порцелорском ($I-B2_1^2$) блоках. Ему свойственен субширотный структурный план (в современных координатах), дискордантный к палеозойским отложениям (за исключением районов с проявлением вторичных наложенных дислокаций уралид), фиксируемый в физических полях и отраженный соответствующим простираением породных комплексов. Таковыми являются реликтовые структуры (Париквасьшорская синклинали ($ПР$), Прилонготская антиформа ($П$), Нодеягинская пластина ($Н$) и др.) междуречья Большой Харбей–Малый Ханмей, среднего течения р. Лонготъёган и др. Отнесение метаморфитов Ханмейхойского и Порцелорского блоков к раннепротерозойскому этажу не вызывает особых возражений (2,22 млрд лет U-Pb, [46]; 2071 млн лет [78]) и принята большинством исследователей [95, 26, 133]. Следует иметь в виду, что складчатая структура раннепротерозойского этажа утрачена в результате многократных коллизионных процессов куполообразования, гранитизации с наложением интенсивной антивергентной складчатости, катаклаза и пр.

Рифейско-раннекембрийский структурный этаж (RF_2-C_1) сложен метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма

породами верхнехарбейской, минисейшорской, немурюганской и сядатинской свит. Для него характерно сложное сочетание палеовулканических и дисплекатных структурных элементов. Возраст породных ассоциаций установлен как на основании флористических определений, так и по результатам изотопных исследований (прил. 6).

Современному структурному плану байкалид свойственна некоторая неопределенность, выражающаяся в нескольких структурных направлениях. Главным, вероятно, первичным реликтовым является северо-западное направление, связанное с унаследованием более древнего структурного плана. Это направление отчетливо фиксируется складками Тайкеуской синформы (*T*), Кузьшорско-Минисейской сутурной зоны (*2*) и Верхнехарбейской синформы (*BX*) в северо-западной части территории листа. Северо-восточные и субмеридиональные направления, конкордантные уралам, широко развиты в позднепалеозойских коллизионных шовных системах. Таковы разномасштабные структуры нижнего течения р. Лаптаган, руч. Яршор (Ярейсоимская синформа) и отдельные элементы Верхнехарбейской синформы, особенно в зоне восточного контакта Орангского аллохтона (*I-BI'*). Складчатость байкальского этажа, часто напряженная, с интенсивной микроскладчатостью, где нередко появляются изометричные и брахиформные структуры. При этом ее линейность и напряженность резко усиливаются при приближении к разломам либо проявляются внутри сложных систем последних.

Позднекембрийско-пермский структурный этаж ($\text{Є}_3\text{--P}$) резко гетерогенен и представлен структурно-вещественными комплексами (СВК) Талота-Пайпудынского и Тагило-Магнитогорского мегасинклинориев. Если первый (1% площади) представлен метаморфизованными осадочными отложениями склонового типа, то второй – преимущественно магматическими океаническими и островодужно-коллизионными комплексами палеозоя. Выделение палеозойского структурного этажа обосновывается существованием углового несогласия между отложениями рифея–венда, с одной стороны, и верхнего кембрия–ордовика, с другой. Оно наблюдается в ряде мест, а классическим является разрез по руч. Изья-Шор на юго-западе хр. Енгане-Пэ (лист Q-42-XI). В пределах территории листа Q-42-I, II – это истоки р. Большая Уса (хр. Изья-Хой), район ледника МГУ (междуречье Малая Уса–Малая Щучья) и истоки руч. Оранг-Юган. Впечатление отсутствия углового несогласия с байкалидами нередко обманчиво и создается более молодой пликативной тектоникой, наложенной и подчиненной общей складчатости вышележащих палеозойских толщ. Общей особенностью палеозойского структурного плана является доминирование на значительной части площади «уральского» субмеридионального и северо-восточного направления складчатости, обусловленного коллизионными процессами, связанными с выдвиганием океанически-островодужных масс Щучьинского и Войкарского аллохтонов по зоне Главного Уральского надвига (*Г*). В северном блоке (междуречье Щучья–Лонготьёган) возрастает роль северо-западных и субширотных «неуральских» направлений. Внутреннее строение самого Щучьинского аллохтона, несколько асимметрично и обусловлено, с одной стороны, субширотным направлением океанических СВК Сергайского (*I-BI'*) блока,

а с другой – субмеридиональным Юньягинского ($I-BI^2$). Тогда как директивные направления Войкарского аллохтона на юго-западе площади листа в открытой части имеют только северо-восточные направления. При этом, как нами отмечалось ранее [29], офиолиты Сыгумкеу–Харче-Рузь, создают в плане псевдокольцевую (вихревую) структуру. Это, кстати, находит отражение и в геофизических полях, резко выделяя ее из уральских структур Тагило-Магнитогорского мегасинклиория (Дг – до 115 мГал).

Мезозойский структурный этаж (МЗ) представлен слаболитифицированными образованиями континентального и морского генезиса. Они выполняют различные по масштабам эрозионные, либо эрозионно-тектонические депрессии (Ямало-Гыданская мегаседловина, северная часть Шурышкарской мегавпадины) и залегают субгоризонтально, с корой выветривания в основании, на глубоко размытых структурах палеозоя–докембрия, осложненных процессами внутриплитной активизации.

Триасово-раннемеловые осадки представлены двумя угленосными континентальными формациями: конгломерато-песчано-алевритовой пестроцветной (T_{2-3}) и песчано-алевритовой (J_{1-2}), которые сменились в средней юре–раннем палеогене морскими известняково-алеврито-песчаной (J_2-K_1) и алевритовой карбонатсодержащей (K_1). При этом на севере (лист Q-42-II) в позднем мелу формировались песчано-глинисто-опоковая и диатомитовая (Р) формации.

Кроме того, в регионе проявлен внутриплитный магматизм в виде небольших даек субщелочных базальтоидов (яляяхинский щелочно-габбро-долеритовый комплекс), как отражение мощнейшего мезозойского рифтогенеза и активизации.

Неоген-четвертичный структурный этаж (N-Q) представлен рыхлыми осадочными образованиями континентального и прибрежно-морского типов с широким спектром фациальных условий образования.

Главной структурной особенностью площади является широкое развитие покровно-надвиговых и купольных дислокаций, нарушенных системой субвертикальных активизационных структур сбросо-раздвигового типа. Как показали исследования последних лет, более половины всех геологических структур имеют аллохтонное залегание. При этом, если учесть террейновый характер строения фундамента [26], то их количество резко возрастает [133].

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Главнейшими структурными элементами площади листа являются (с запада на восток): Талота-Пайпудынский синклиорий (Орангский аллохтон), Харбейский антиклинорий, Войкарский и Щучьинский синклиории, Западно-Сибирская плита, представленная Ямало-Гыданской мегаседловиной и Шурышкарской мегавпадиной. За исключением последней платформенной структуры все вышеперечисленные представляют собой крупнейшие аллохтоны.

К наиболее крупным и хорошо выраженным структурам допалеозойского фундамента относится Харбейский мегаблок (Хаймейхойский и

Порцелорский блоки). Сергайский и Юнъягинский блоки являются структурами Щучьинского синклинория. Войкарский синклинорий представлен Северо-Войкарским блоком и Няровечской пластиной.

Харбейский мегаблок слагает южную часть одноименного антиклинория и занимает до 50% площади листа Q-42-VII, VIII. Естественными границами служат крупнейшие тектонические элементы района. На западе это Собско-Нундерминская шовная зона (*СН*), а на востоке – Главный Уральский надвиг (*Г*). Важнейшей особенностью мегаблока является его гетерогенность и купольно-чешуйчатый характер строения. При этом, крупными поперечными и диагональными разломами Хадата-Лонготской (6,7,8,9), Лаптаганской (21), Сандибейской (26) и Ступенчатой (3) систем он расчленен на Верхнехарбейскую (*ВХ*), Тайкеускую (*Т*), Ханмейхойскую (Прилонготская (*П*) и др.), Порцелорскую (Ярейсоимская (*Я*), Сандибейская (*С*), Нодеягинская (*Н*) и др.) структуры.

Харбейский мегаблок представляет собой сложнопостроенную гетерогенную структуру, главнейшими элементами которой являются дорифейское ядро (Ханмейхойский блок), сложенное метаморфитами ханмейхойской, лаптаганской и париквасьшорской свит, и «сланцевое обрамление», представленное рифейско-вендскими породными ассоциациями субплатформенного (верхнехарбейская свита – RF_2vh) и океанически-островодужно-коллизийного типов среднего (минисейшорская свита – RF_3mn), верхнего (немурюганская свита RF_3nm) рифея и венда–раннего кембрия (сядтинская свита и интрузивные комплексы). Как «ядро», так и «обрамление» представлены тектонически индивидуализированными структурами или системами самостоятельных структур. При этом, ядро надвинуто на рифейские образования западного крыла, а северо-восточное и юго-западное срезаны Главным Уральским надвигом (*Г*). Ханмейхойский блок отличается резко дисгармонирующим с окружающими его складками структурным планом. Главной особенностью последнего являются четко выраженные северо-западные структурные направления, проявляющиеся ориентировкой разломов и осей складок, вытянутостью купольных структур. Наиболее крупными являются Лаптаганская (*Л*) и Евъеганская (*Е*). Между купольными структурами закартирована выполненная отложениями париквасьшорской свиты одноименная синклиналь, характеризующаяся одинаковым южным падением ее крыльев, размах которых достигает 10 км. Отложения париквасьшорской свиты дислоцированы с образованием микроскладок, оси которых ориентированы так же, как и ось Париквасьшорской синклинали (*ПП*), погружающаяся к юго-востоку.

Форма куполов обрисовывается согласными телами гранитогнейсов в их сводовых частях. В представлениях Г. А. Кейльмана, основанных на изучении подобных купольных структур в других районах Урала, возникновение куполов – результат вздымания (или «всплывания») легких масс в толщах метаморфических пород, возникших в результате процессов гранитизации. При этом участки метаморфических пород, зажатые в это время между куполами, интенсивно сдавливались и деформировались, с образованием структур подобных Париквасьшорской синклинали. Другая сторона процесса куполообразования – переход метаморфических толщ в пластичное состояние, чем обусловлено исчезновение древних складчатых структур.

На юго-востоке Харбейский мегаблок осложнен Порцелорским ($I-B2_1^?$) блоком, представляющим собой самостоятельную, во многом обособленную, дисгармоничную структуру с субмеридиональной ориентировкой осей пологих складок. Северная часть его представляет собой хорошо выраженный мигматит-гранитовый Бадьяшорский (B) купол диаметром 11 км. Для Порцелорского блока, кроме пологой ($20-50^\circ$) складчатости, весьма характерны приразломные флексуры и широкое развитие диафторических процессов по метаморфитам лаптаюганской свиты. Кроме того, очень ярко проявлено отличие рассматриваемой структуры от собственно Ханмейхойского блока в геофизических полях, особенно в гравитационном. Так, на карте локальных аномалий Δg ($R_{\text{оср}} - 10$ км), блок характеризуется значениями Δg от $-1,5$ до $+3,7$ мГал, тогда как Ханмейхойский от $+0,5$ до $+11,6$ мГал.

Западное «сланцевое крыло» Харбейского мегаблока сложено образованиями байкальского структурного этажа, формируя Верхнехарбейскую синформу (BX), которая прослеживается в виде полосы шириной 8–15 км с севера на юг, строго следуя очертаниям восточного борта Орангского аллохтона. Характер структур этой полосы определяют линейные изоклинальные складки, осевые поверхности которых опрокинуты на запад-северо-запад с размахом крыльев до 2 км и углами падения на крыльях $50-70^\circ$. Они осложнены интенсивной микроскладчатостью, по форме подобной складкам течения. Нередко такая микроскладчатость сопровождается обильными послойными микросрываками разной амплитуды, ориентированными в плане согласно с общим направлением системы складчатости.

Западное и восточное «крылья» Порцелорского блока также сложены среднерифейскими отложениями верхнехарбейской свиты и представляют собой асимметричную синформу (Ярейсоимская), с сорванным и опрокинутым на восток западным крылом при пологом восточном. На севере структура осложнена (срезана) Лаптаганской шовной зоной (21) и системой поперечных разломов – Харбейским (4) и Малосандибейским (25). Остальные структуры (Прилонготская (II), Нартинская (HP), Тальбейшорская ($TЛ$) северо-восточного ограничения Харбейского мегаблока представляют собой «моноклинали», осложненные чешуями (дизпликациями) и сериями метаморфитов, слабо шарнированных на юго-запад под углами: $15-45^\circ$ (аз. пад. $10^\circ \angle 45^\circ$; $65^\circ \angle 15^\circ$; $70^\circ \angle 15^\circ$; $20^\circ \angle 30^\circ$; $55^\circ \angle 25^\circ$).

На севере листа Ханмейхойский блок тектонически контактирует с узкими фрагментами Тайкеуской и Марункеуской структур, представляющих собой пакет выклинивающихся и срезанных Главным Уральским надвигом ($Г$) пластин, протяженностью 6–7 км.

Аллохтонные образования палеозоя проявлены в Талота-Пайпудынском, Войкарском и Щучинском синклиниях. Орангский аллохтон обнажен в крайнем северо-западном углу листа, где представлен отдельными чешуями орангской и няньворгинской свит, фиксирующих Собско-Нундерминский шов. Протяженность отдельных клиньев достигает 4 км, при мощности первые сотни метров, простирание северо-восточное $20-50^\circ$, углы падения, как правило, крутые – до 70° .

Отдельные пластины палеозойских отложений Лемвинского типа зафиксированы в пределах Лаптаганского шва, где они картируются в виде тектонических пакетов углеродисто-кремнистых сланцев среди диафторитов, биотитовых и амфиболовых гнейсов и парасланцев, протяженностью 1,5–2 км при мощности 30–70 м.

Щучьинский синклинорий (аллохтон) является наиболее северной изолированной частью Тагило-Магнитогорского мегасинклиория. Его морфоструктурным выражением выступает одноименная структура, хорошо известная в литературе под названием Щучьинского синклиория (Тектоника..., 1977; Перфильев, 1979), Щучьинского выступа и даже Щучьинской антиформы. На территории листа обнажена только южная часть этой гетерогенной структуры. Она представлена (в самом общем виде) ассоциацией гипербазитов, габброидов (90% площади), недифференцированных долеритов и сложнопостроенным островодужно-коллизийным палеозойским осадочно-магматическим ансамблем. Основание «разреза» Щучьинского аллохтона, так называемое «меланократовое основание уралид», представлено габброамфиболитами малькского комплекса (O_3m). Оно слабо обнажено и картируется в виде отдельных выходов в бассейне р. Лонготъёган по левым его притокам и, вероятно, представляет собой трансформированную, может быть частично переплавленную, часть древнего «базальтового слоя». Габброамфиболиты слагают южную фронтальную часть Щучьинского аллохтона, включая и габбро-гипербазитовый Яркеуский клипп, надвинутого на северный край эпибайкальской платформы. Эти структуры сложной линейно-вытянутой морфологии (размером 1–4 × 20–30 км) характеризуются знакопеременным магнитным полем и имеют торцовое, дискордантное сопряжение с меланжем офиолитовой ассоциации вдоль Медведовско-Юнъягинского разлома (10). Кроме того, данные структуры осложнены системой молодых Лонготюганских дизъюнктивов (8, 9).

В сводном псевдостратифицированном разрезе офиолитов снизу вверх выделяются: сьумкеуский дунит-гарцбургитовый (лерцолит-гарцбургитовая и дунит-гарцбургитовая ассоциация), малохадагинский дунит-верлит-клинопироксенитовый, харампэйско-масловский габброноритовый комплексы, халатальбейский комплекс параллельных даек и вулканиты базальт-долеритовой недифференцированной формации раннего силура. Все породы офиолитовой ассоциации дислоцированы и метаморфизованы минимум в три этапа. При этом намечается определенная структурная неоднородность, вплоть до дискордантности, внутри габбровой и гипербазитовой составляющих. С одной стороны, имеются субмеридиональные и северо-восточные направления осевых зон северных массивов Сьумкеуской группы (лист Q-42-I, II) и субширотные южных (массив Харче-Рузь), с другой – в большей части изометричные в плане массивы харампейско-масловского комплекса (очаговые части раннеостроводужных энсиматических систем) дискордантны и интродуцируют метагаббро-амфиболит-анортозитовые ассоциации малькского комплекса, преобразуя гипербазиты Сьум-Кеу и Харче-Рузь в дунит-верлит-клинопироксенитовый парагенезис. При этом для гранатовых габброамфиболитов характерна разномасштабная

метаморфическая полосчатость, обусловленная вариациями минерального состава, вплоть до появления анортозитовых разностей, с признаками петрогенетических условий пластического течения в породообразующих минералах [133]. Юго-западная часть аллохтона осложнена изометричным в плане Масловским массивом и его сателлитами. Это хорошо выраженные, как в магнитном поле яркими аномалиями ΔT 1000–5000 нТл на фоне 50–400 нТл, так и на аэро-космоснимках, слабо эллипсообразные кольцевые структуры (диаметром до 12 км), сложенные дифференцированной серией (верлиты-габбронориты-габбро-габбродиориты) островодужного типа (очаговые части энсиматических систем).

Юньягинский блок ($I-BI^2$) представляет собой вулcano-плутоническое палеоподняtie, осложняющее южное «крыло» аллохтона. На листе Q-42-VII, VIII откартирована только незначительная часть этой крупной палеоструктуры, контролируемой системой северо-восточных и субширотных нарушений. Здесь установлен ряд мелких палеовулканических построек, наиболее крупной из которых является Юрменекская (I), картируемая вблизи покровных фаций вулканитов базальт-(андезит)-базальтовой (S_1-D_1) формации, интрузируемых магматитами габбро-диорит-гранодиоритовой (D_{1-2}) и габбро-гранитной (D_{2-3}) формаций. Интрузии многофазны и имеют морфологию в основном изометричную, подчеркиваемую системой кольцевых и радиальных разломов. Как показывают проведенные исследования, в пределах блока геолого-геофизическими методами устанавливается, по крайней мере, три в разной степени эродированных вулканно-плутонических центра – Северный, включающий Юрменекский и Харасовейский массивы, и интенсивно эродированные – Южный (район руч. Озерный) и Восточный (район оз. Воргато). Площадные размеры вулканно-плутонических систем примерно одинаковы и составляют порядка 16–20 км в поперечнике. При этом, судя по характеру магнитного поля, это единая несколько разновозрастная вулканно-плутоническая ассоциация, содержащая элементы палеовулканических построек центрального типа с обилием паразитарных центров и реликтов вулканно-тектонических депрессий, возможно, кальдерного типа. Элементы подобных образований просматриваются в крайнем северо-восточном углу листа.

Войкарский синклиний (аллохтон) представлен лишь своим крайним северным фрагментом. Он расположен в пределах юго-западной части территории листа в междуречье Большой–Малый Ханмей, ниже впадения р. Евъёган, а южное ограничение трассируется немного севернее устья р. Малый Ханмей. Северный и западный контакты структуры совпадают с Главным Уральским надвигом (I), южный перекрыт мезозойским плитным чехлом (Шурышкарская мегавпадина, $II-B$), а западный ограничен рамкой листа.

В пределах аллохтона выделяются Няровечская пластина ($I-B2^1$), сложенная отдельными элементами офиолитовой ассоциации, и Северо-Войкарский блок ($I-B2^2$), включающий Тоупугольскую палеовулканическую структуру. Как уже отмечалось, образования Войкарского аллохтона надвинуты на метаморфиты Харбейского мегаблока по зоне Главного Уральского

надвига (I) с преобладанием правых сдвиго-взбросов. Надвигание сопровождалось образованием тектонического меланжа, фрагменты которого прослеживаются вдоль северного и юго-восточного контактов массива горы Няравеча. В последнем отмечаются глаукофановые сланцы и повсеместно развиты мегабудины вплоть до клиппов серпентинитов, габброидов и габброамфиболитов. Няравечская пластина сложена магматическими формациями, сменяющими друг друга от лежащего бока к висячему: дунит-гарцбургитовая (райизско-войкарский комплекс), дунит-клинопироксенит-габбровая (кэршорский комплекс). При этом габбровая полосчатая ассоциация резко преобладает, создавая впечатление «плавающих» ультрабазитов в габбровом матриксе, что наводит на мысль в целом рассматривать данную структуру как своеобразную меланжевую зону шириной от 0,8 до 6–8 км.

Северо-Войкарский блок сложен преимущественно магматитами собского габбро-диорит-гранодиоритового (D_{1-2}) и конгорского монцогаббро-граносиенитового (D_{2-3}) полифазных комплексов «уральского» северо-восточного направления. Преобладают кварцевые диориты собского комплекса, морфология кровли и подошвы которого определяет в основном внутреннюю структуру блока. Так, Тоупугольская является самой северной палеовулканической структурой синклинория и имеет размеры до 10 км в поперечнике. Это своеобразное эрозионное окно в собском батолитоподобном плутоне сложено недифференцированными вулканитами соколинской толщи (O_{2-3}), перекрытых флишоидными отложениями ханмейшорской (O_3-S_1), дифференцированными образованиями силура и терригенно-карбонатными осадками тоупугольгартской толщи (D_{1-2}). Ось структуры ориентирована в северо-восточном направлении. Породы относительно слабодислоцированы и подвергнуты лишь зеленокаменному перерождению. Простираение пород преимущественно северо-восточное до субширотного под углами 50–70°; на западе оно сменяется на субмеридиональное. В целом Тоупугольская структура состоит из ряда более мелких тектоно-магматических элементов сложной конфигурации, сформировавшихся в области пересечения разломов восток-северо-восточного (31) и северо-западного (23) простираения.

Южная часть листа перекрыта мезозойскими отложениями, представляющими собой структуры неоавтохтона, известные в литературе под названием Ямало-Гыданской мегаседловины и Шурышкарской мегавпадины. Контакт с отложениями палеозойского структурного этажа представлен триас-юрской корой выветривания (район р. Большой Ханмей) и осложнен системой взбросов юго-восточного и южного падения позднемелового–раннепалеогенового возраста [175]. Контакт с дорифейскими комплексами в районе р. Лонготъёган представлен только меловыми, а южнее (район р. Малый Ханмей) – юрскими осадками, что свидетельствует о более сложном внутреннем строении северо-восточного борта Шурышкарской мегавпадины, осложненным, вероятно, «клавишным» характером фундамента, обусловившим образование внутренних впадин более высоких порядков.

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

В пределах площади широко распространены дизъюнктивные структуры, которые уверенно можно разделить на разломы первого и второго порядков. К первым относятся тектонические нарушения регионального значения, разделяющие главнейшие структурные элементы в ранге структурно-формационных мегазон и зон. Это Главный Уральский надвиг (*Г*) и Собско-Нундерминская шовная зона (*СН*) [133].

Главный Уральский надвиг (*Г*) в пределах площади представлен двумя разобщенными отрезками протяженностью на юге ~ 40 км, на севере около 70 км. Это общеуральская разрывная структура, протянувшаяся вдоль всего западного ограничения Войкарского и Щучьинского синклиналиев и фигурирующая чаще всего под названием ГУГР (Главный Уральский глубинный разлом). Название разлома изменено для более точного отображения его природы. Наиболее обнажена зона надвига в западном ограничении массива Харче-Рузь Щучьинского синклиналия (район озер Домашнее, Подгорное), где в полосе шириной до 1,5–2 км весьма интенсивно дислоцированы (рассланцованы, смяты в крутые складки, будинированы) как породы аллохтона, так и автохтона и превращены в бластокатаклазиты. Наблюдается чередование тектонизированных блоков метаморфитов, разнообразных габброидов, в том числе малькского комплекса, включая пластины верлитов (до 4 штук) и тела серпентинитов. Падение пород преимущественно северо-восточное и восточное ($\angle 40\text{--}60^\circ$), но отмечаются участки с обратным, южным падением. При этом в районе оз. Подгорное отмечается виргация Главного Уральского надвига с образованием субширотной тупиковой ветви (вдоль подошвы массива Харче-Рузь) и юго-восточной, прослеженной по отдельным коренным выходам и геофизической градиентной зоне вплоть до восточной рамки листа. Подобная картина наблюдается и по южной ветви Главного Уральского надвига, обрамляющей Войкарский синклиналий, где взбросо-надвиговые коллизионные дизъюнктивы северо-восточного направления трассируются от района горы Няравеча и далее по долине руч. Хартманюшор сопрягаются с системой северной части Главного Уральского надвига. Эта зона отчетливо выражается в физических полях отрицательными магнитными аномалиями и локальными аномалиями силы тяжести, а также местами подчеркивается рельефом. Залегание гипербазитов в виде габбро-гипербазитового клиппа на амфиболитах и гнейсах (массив Яркеу) свидетельствует о формировании надвига в несколько этапов, что обусловило появление эшелонированных блоков – «чешуй».

Собско-Нундерминская шовная зона (*СН*) ограничивает в пределах юго-западной части территории листа восточное висячее крыло Орангского аллохтона. Мощность ее – от 150 до 2000 м и более. Простирается зона крайне не постоянно и совпадает с границей допалезойских (немурюганская, сядатинская свиты) блоков. В пределах листа она картируется серией швов надвигового и сбросо-надвигового типов и прослеживается в северо-восточном направлении (от западной до северной рамки листа Q-42-VII) всего на 8 км, при общей мощности 1,5–2 км, включая серию субпараллельных

швов. Углы падения составляют 40–55°. Внутреннее строение шовной зоны весьма сложное и в обобщенном виде представляет своеобразный меланж, где отсутствует серпентинитовый матрикс. Это тектониты, blastsомилониты с горизонтами (клинья) псевдоконгломератов (истоки р. Лонготъёган, ручьи Машка-шор, Золотой). Последние представляют собой будинаж-структуры с милонитизацией и развальцеванием наиболее прочных пород. По простиранию подобный горизонт псевдоконгломератов, сложенных эпидозитами, плагиогранитами, гранитами, переходит в типичную зону будинажа с размерами будин до 10–15 см в поперечнике и принимавшийся предыдущими исследователями за конгломераты основания орангской свиты. Своеобразными олистолитами этой зоны являются клинья вулканогенно-осадочных и карбонатных пород орангской и немурюганской свит, а также углеродистые сланцы рифея и палеозоя. Микроскопическое изучение наименее измененных пород из зоны и ее ближайшего обрамления показало наличие минералов – индикаторов повышенных и высоких давлений – стильпномелана и глаукофана [133].

Среди разломов II порядка можно выделить несколько групп, различающихся направлением и формой в плане, временем заложения и морфологией. По направлению дизъюнктивы делятся на северо-западные, субмеридиональные, северо-восточные и субширотные. Разломы северо-западного и северо-восточного направлений (в современных координатах) были, по всей видимости, заложены в допалеозойское время и активизированы в мезозое. Их отличительная особенность – протяженность и прямолинейность в плане, секущий характер по отношению к границам структурно-формационных зон и подзон. Характерными представителями являются Харбейский (4), Изъятинский (5), Тайкеуский (6), Лонготъюганский (8), Малоханмейский (19), Евъеганский (23), Приостанцовый (24) и др. В плане это, как правило, зоны шириной от нескольких десятков метров до сотен метров со сложным внутренним строением и морфологией, изменяющейся во времени. Древнее заложение имеют и субширотные разломы (Широтный I (1), Тальбейшорский (16), которые определенным образом влияют на структурный план байкалид. Положение в структуре и время заложения субмеридиональных (Сандибейский (26), Большесандибейский (27) и северо-восточных разломов существенно не различаются. Анализ площадного распределения прямолинейных структурных линеаментов показывает хорошую корреляцию, идентичность плотности и ориентировки линеаментов Ханмейхойского и Порцелорского блоков. От верховьев р. Большой Харбей, в северо-западном углу площади листа, линеаменты образуют единую полосу, протягивающуюся в юго-восточном направлении вдоль долины этой реки до района левобережья р. Обь в южной части листа. На карте суммарной плотности линеаментов аномалии плотности приурочены к выходам метаморфических пород нижней части ханмейхойской свиты и прослеживаются к юго-востоку в район устья р. Малый Сандибей. Для полосы этих метаморфических пород характерна северо-восточная ориентировка локальных аномалий суммарной плотности линеаментов, что связано с развитием более поздней наложенной структурной перестройки «общеуральского» направления. Интенсивность морфострук-

турных аномалий линеаментов в южной части листа, по сравнению с Ханмейхойским блоком, несколько снижена в связи с возрастанием в этом направлении мощности мезозойско-кайнозойских покровных отложений. Но в целом сохраняется общая конфигурация аномалий и их ориентировка, определяющаяся сочетанием развития северо-западных и северо-восточных структурных направлений. Такую же общность распределения и ориентировки в Ханмейхойском и Порцелорском блоках получили линеаменты избранных (преобладающих) направлений. Наиболее отчетливое обособление получили линеаменты двух главных направлений – северо-западного и северо-восточного. Аномалии линеаментов северо-западных направлений (румбы 285° – 295° – 305° – 315°) четкой узкой полосой прослеживаются в диагональном направлении от северо-западного угла листа на юго-восток до низовьев р. Большой Сандибей. Пространственно с ними сопряжены комплементарные приразломные структуры северо-восточных ориентировок (азимуты 45° – 55° – 65°), образующие локальные аномальные участки плотности линеаментов и аналогичную единую полосу юго-восточного направления в пределах Ханмейхойского и Порцелорского блоков.

Отдельную группу составляют дугообразные разломы надвигового и взбросо-надвигового типов, широко проявленные в пределах Палеоконтинентального сектора и конкордантные общему структурному рисунку доуралид. Время заложения их дискуссионно, но в современном структурном плане эта система коллизионных швов (Лаптаеганский, Хартманюшорский и др.) более высокого порядка, чем вышеописанные Главный Уральский надвиг, Собско-Нундерминская зона и др. Они представлены серией полого- (30 – 50°) и крутопадающих (60 – 70°) сближенных зон милонитизации, катаклаза с наложенной калишпатизацией, развитием различных реобластитов и фиксируются протяженным поясом мелких тел серпентинитов.

Лаптаеганская зона – глубинная структура, близкая по генезису и, вероятно, возрасту к Собско-Нундерминской зоне, являясь своего рода ундулирующим сегментом последней в районе руч. Воргашор, где, сопрягаясь с тектоническими элементами Лонготюганской (8) и Мраморской (7) поперечных структур, приобретает северо-западное направление и резко меняет на северо-восточное в районе Яршорской «петли». Далее она следует на юго-запад по долине р. Лаптаеган вплоть до ее устья, продолжаясь до южной границы листа в виде единого шва (21). Как правило, зона представлена серией субпараллельных дизъюнктивов взбросо-надвиговой кинематики с падением на запад и северо-запад с углами 30 – 70° в районе р. Лаптаеган, осложняя опрокинутое на восток крыло Ярейсоимской синформы (Я). Мощность зоны на этом отрезке достигает 2,5 км. Это, по-видимому, также своеобразный меланж с клиньями (до 2 км) проблематичного ордовика орангского типа, а также терригенно-сланцевых фрагментов верхнехарбейской (RF₂) и метаморфитов лаптаюганской (PR₁) свит. Кроме того, она осложнена конкордантными и дискордантными (в узлах пересечения с Харбейским (4) и Сандибейским (26) разломами) малыми телами гранитоидов сядатояхинского и серпентинитами хартманюшорского комплексов. По отдельным швам широко развиты будинаж, милонитизация,

рассланцевание, вдоль которых развиваются низкотемпературные метасоматиты, халцедоновидный кварц и элементы линейной коры выветривания. В нескольких местах по правому борту р. Лаптаеган отмечены проявления высокобарических минералов – ставролита и, практически повсеместно, стильпномелана. В геофизических полях (по ΔT и по Δg) рассматриваемая шовная зона хорошо отбивается повышенными значениями и градиентными зонами, а также надежно дешифрируется по космоснимкам системы Landsat ETM+.

Отдельно в этой группе стоит Кузьшорско-Минисейская (2, 1) сутурная зона, которая представляет собой коллизионную структуру взбросо-надвигового типа, осложненную диагональными разрывами различной кинематики. Она состоит из серии сближенных сместителей с общей мощностью от первых десятков до сотен метров и прослежена в субширотном направлении почти на 70 км от северо-западной границы листа в районе руч. Кузьшор, где срезается Собско-Нундерминской шовной зоной, до истоков руч. Костальбей. При движении на запад она постоянно расщепляется, с включением метагипербазитов минисейского комплекса (верхнее течение р. Лаптаеган, руч. Яршор (истоки), р. Малый Харбей–руч. Медный, ручьи Водопадный и Кузьшор), фиксируя редуцированный Полярноуральский офиолитовый пояс [29]. Сложностроенная система субсогласных пластин и клиньев состоит из амфиболитов, туфов, габброидов (даек и малых тел), а также ультрабазитов, плагиогранитов и сопровождается зонами смятия с интенсивной, часто беспорядочной микроскладчатостью и многочисленными зеркалами скольжения. Углы падения – от 40° до 70° и даже 85° , как правило, с глубиной происходит их выполаживание. Перед фронтом надвига фиксируется стильпномелан и система пологого кливажа. Отдельные элементы, и в целом Кузьшорско-Минисейская шовная зона, отчетливо просматриваются на аэро- и космоснимках и надежно фиксируются в магнитном поле положительными аномалиями ΔT (от 50 до 700 нТл) на фоне отрицательных значений.

Морфо-кинематический облик разломов Щучьинского и Войкарского синклиналиев, с одной стороны, «подстроен» под общие структурные события в целом для этой части Урала и участвует в создании общей регматической сетки, а с другой, имеет свои специфические особенности, обязанные преимущественному развитию вулканоплутонических комплексов. Не касаясь коллизионных систем, связанных с Главным Уральским надвигом (I), следует отметить систему субмеридиональных достаточно крутых ($\angle 65\text{--}80^\circ$) разломов сбросо-сдвигового типа (Юньяхинский (15), Тоупугольский (32)). Так, Юньяхинский (15) разлом контролирует контрастную магнитную отрицательную аномалию (минус 200–1000 нТл), трассируясь в меридиональном направлении по долине р. Юньяха (комплексом параллельных даек) и р. Лонготъёган уже в Харбейском мегаблоке. Медведевско-Юньяхинский (10) разлом, сопрягающийся с Харутским (11), контролирует размещение габброидов харампэйско-масловского комплекса и трассируется по правобережью истоков р. Халятальбей (район выс. 388 м) комплексом параллельных долеритовых даек и их пакетов, играя, по-видимому, определенную роль в размещении титаномагнетитового

оруденения. Мощность зоны разлома – до 50 м, она представлена серией отдельных сбросо-сдвигов с углами падения 80–70°.

В северной части Войкарского синклинория широко развиты северо-восточные, северо-западные и субширотные разломы сдвиго-сбросовой морфологии с достаточно крутыми падениями сместителей (55–75°), контролирующие Тоупугольскую палеовулканическую структуру. Они представлены как системой одиночных швов, так и зонами повышенной трещиноватости с глинской трения и элементами милонитизации. Дизъюнктивы более высоких порядков, широко развитые в пределах описываемых синформ, имеют самую различную направленность и представлены сбросами, сдвигами, надвигами либо их комбинациями. Они совместно со структурами первого и второго порядков создают исключительно сложный блоковый и мелкоблоковый рисунок. Как правило, эти структуры сопровождаются зонами дробления, катаклаза, рассланцевания в ассоциации с пиритизацией, карбонатизацией и имеют хорошее морфологическое выражение в рельефе системой уступов, гидросетью и т. п.

Современное тектоническое строение Полярного Урала окончательно определено развитием мезозойской блоковой тектоники, наложенной на палеозойские и более древние геологические структуры. Тектоническая активизация региона явилась следствием ранне-средне-мезозойских процессов и реализована в интенсивной блоковой перестройке земной коры в области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ.

Наиболее крупными разломами активизационной природы, фиксируемыми на данной территории, являются системы: Лонготских (Лонготюганский (8), Хадата-Лонготский (9), Воргатинский (14), Харбейских (Малосандибейский (25), Харбейский (4), Парноеганский (18) и Евъеган-Тоупугольских (Евъеганский (23), Приобский I (33) разломов северо-западного (310–320°) простирания, трассируемых магматизмом мезозоя (яляхинский (Т₃–J₁), мусюрский (Р–Т?) и другие комплексы). Эти структуры отчетливо выражены гидросетью, прекрасно дешифрируются и отражаются локальными аномалиями магнитного и гравитационного полей. Это, как правило, значительные по мощности (от первых м до первых сотен м) зоны дробления, брекчирования и рассланцевания с зеркалами скольжения и обилием кварц-карбонатных, кварц-сульфидных и монокварцевых жил (мощностью до 5 м).

Для них характерны сбросо-сдвиговые и сбросовые деформации и отмечается связь с неотектоническими дислокациями. Кроме того, по данным К. П. Плюснина (1989 г.), к этому же возрастному диапазону следует относить и часть меридиональных региональных структур (Юньяхинский), установленных в районе [128]. Вопросы мезозойской тектоники очень важны с точки зрения прогнозной оценки территории на ряд нетрадиционных типов оруденения.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Данный раздел посвящен палеогеодинамическим следствиям, вытекающим из анализа геологических формаций, слагающих главнейшие структурные ансамбли территории листа Q-42-VII, VIII.

В геологической истории рассматриваемого региона выделяются следующие главнейшие этапы его развития – раннепротерозойский, рифейско-раннекембрийский, позднекембрийско-пермский, мезозойский и неоген-четвертичный.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Раннепротерозойский магматизм и осадконакопление, реставрируемые по комплексу формационных признаков, закончились в кратонную стадию (2,7–1,5 млрд лет) развития Земли, для которой, по мнению ряда ученых (Ю. И. Дмитриев, 1983), характерна консолидация архейских подвижных поясов и объединение протоконтинентальных ядер нуклеарной стадии в жесткие стабилизированные блоки.

Реставрация первичной природы метаморфитов позволила выявить в составе нижнепротерозойских комплексов базальтовую (трапповую), карбонатно-терригенную (трансгрессивно-регрессивную), терригенную (эмерсивную), габбро-долеритовую и мигматит-плагиогранитовую формации. Реконструкция первичной природы кристаллических сланцев и парагнейсов путем анализа химизма показала широкое развитие алеврито-псаммитовых образований аркозового, грауваккового и полиминерального составов. Формирование их происходило, по-видимому, в спокойной тектонической обстановке, близкой к платформенной. Сопоставление различными методами химического состава амфиболитов Харбейского антиклинория с магматическими аналогами указывает на значительное их сходство с траппами древних платформ. Гипабиссальными аналогами вулканитов являлись, вероятно, тела метагабброидов васькеуского комплекса, картируемые повсеместно в раннепротерозойском блоке и особенно на севере листа Q-42-VII, VIII. Они обладают низкой титанистостью, железистостью и щелочностью. Палеообстановка лаптаюганского времени характеризовалась наличием прибрежно-морской равнины с элементами эпейрогенеза и протеканием интенсивных процессов корообразования в париквасьшорское время, со становлением платформенных осадочных и магматических формаций.

Интрузивные образования раннепротерозойского структурного этажа представлены массивами габброамфиболитов и мигматит-гранитов. Мафиты

приурочены к зонам разломов глубинного заложения и различной кинематики. Обращает на себя внимание их частая неуральская субширотная и северо-западная ориентировка.

Магматизм кислого состава, проявившийся в дорифейских жестких блоках, объединен в мигматит-плагиогранитовую формацию. Последняя включает ультраметаморфические автохтонные и параавтохтонные гранитоиды, образованные в результате частичного или полного структурно-вещественного преобразования терригенных и вулканогенных пород в условиях амфиболитовой фации при внутриплитной активизации раннего протерозоя и коллизионных процессах в венде и позднем палеозое. Это, главным образом, разнообразные мигматиты, плагиограниты, трондьемиты, гранитогнейсы, плагиогнейсы, плагиогранит-аплиты, картируемые в полях развития высокометаморфизованных пород ханмейхойской и лаптаюганской свит нижнего протерозоя. Они распространены преимущественно в ядерной части Ханмейхойского и Порцелоского блоков, где участвуют в строении мигматит-гранитовых куполов (Евьеганский, Лаптаюганский, Бадьяшорский) и в виде реликтов последних выведены на эрозионный срез в коллизионных полиформационных и полихронных гранитоидных блоках (Евьеганская группа массивов). Возраст гранитоидов проблематичен и определяется временем проявления ультраметаморфических процессов, принимавших участие в их формировании. Наиболее древние абсолютные датировки (модальные значения), фиксирующие периоды метаморфической активизации мигматитовых комплексов Урала, соответствуют 1,73–2,22 млрд лет.

В целом для раннепротерозойского этапа характерна трансгрессивно-регрессивная цикличность осадконакопления, нарушаемая периодической активизацией магматической деятельности при формировании на заключительных стадиях в пределах грабеновых структур груботерригенных комплексов, сопровождаемых процессами корообразования (эмерсивная стадия).

Минерагенический спектр геологических формаций характеризуется связью с ними проявлений альмандина, гондитов, мусковита, амазонита. Расположение и состав дорифейских блоков земной коры, сложенных вулканогенно-осадочными толщами, залегающими как в обнаженной части севера Новоземельско-Уральского складчато-надвигового пояса, так и фиксируемых, по геофизическим данным, под фанерозойскими отложениями в пределах Большеземельской тундры и Западно-Сибирской плиты, свидетельствует о существовании, по всей видимости, единого Европейско-Сибирского материка (Родиния), осложненного внутриконтинентальными рифтовыми структурами [29].

РИФЕЙСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

Отложения, слагающие рифейско-раннекембрийский этаж, существенно различаются между собой петрофондом, объемом и соотношением осадочных и магматических пород. Они, как правило, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (эпидот-хлоритовая, биотит-актинолитовая).

От нижележащих нижнепротерозойских образований их отделяет крупный перерыв в осадконакоплении, фиксируемый иногда горизонтами конгломератов и гравелитов (до 30 м на р. Лаптаяха, ручьях Каскадный, Ступенчатый и др.), содержащими гальку подстилающих пород. Однако чаще соотношения тектонические, обусловленные многоэтапными дислокациями как рифея, так и фанерозоя.

В рифее–венде и, отчасти, в раннем кембрии севера Урала выявлены осадочные и магматические формации конструктивного и деструктивного типов, отвечающие внутриплитной, океанической, островодужной и коллизивной обстановкам и связанные, по-видимому, с эволюцией палеоазиатского (доуральского) океана [29].

Здесь проявился отчасти редуцированный ряд, укладываемый в обобщенную последовательность событий крупного цикла развития земной коры: подъем земной коры и диасхизис–рифтогенез–внутрикратонное, а затем перикратонное опускание–океаническая структура–подвижная область–эпиplatforma. В основании вертикального ряда залегают вулканические базальтовые формации (верхнехарбейская свита). Ее становление уже происходило, по-видимому, в среднем рифее и связано с начавшимся разрывом и раздвигом континентальной коры. Осями раздвига, вероятно, служили прежние раннепротерозойские авлакоген-рифтогенные зоны северо-западного и субширотного (в современных координатах) направлений. Ограниченное развитие конкретных проявлений вулканизма данного типа объясняется как значительным эрозионным срезом территории и уничтожением его следов последующим океаническим и островодужным вулканизмом, так и надвиговыми дислокациями периода сжатия и скучивания коры, как это происходит с аналогичными комплексами в пределах Уральской палеозойской системы, о которой речь пойдет ниже. Палеообстановка, судя по сохранившимся отдельным фрагментам осадочных толщ, носила вначале следы субконтинентальных, а в конце – субокеанических условий. Дальнейшее растяжение и утонение континентальной коры привело, по-видимому, к ее разрыву и раздвигу. Степень раскрытия оценить весьма трудно, но, вероятно, она была довольно значительной. Вулканизм этого периода имел черты типичных подводных обстановок и представлен излияниями лав формации натриевых базальтов, ассоциирующих с углеродисто-кремнистыми, яшмовидными и фтанитовыми отложениями. Эти образования в настоящее время приурочены к мощным структурам северо-западного направления, картируясь совместно с ультрабазитами дунит-гарцбургитовой формации только в пределах Собского поперечного поднятия (Полярноуральский офиолитовый пояс, Кузьморско-Минисейская сутура). По-видимому, здесь мы имеем дело с фрагментами офиолитовых швов, содержащих реликты океанической коры, ассоциирующей с глубоководными осадками и вулканиками, которые в дальнейшем испытали сжатие, скучивание и метаморфизм. В периоды затухания вулканизма усиливались эксгаляционные процессы, приводившие наряду с образованием кремнисто-яшмовых отложений к формированию железо-марганцевого оруденения.

Новообразованная кора океанического типа, сформированная в начале среднего рифея (дунит-гарцбургитовая (минисейский комплекс) и

формация натриевых базальтов), послужила основанием для формирования комплексов островодужной стадии. Магматизм этого периода, представленный излияниями лав базальт-андезит-дацитовый формации, происходил уже в условиях сжатия. Для него характерен широкий петрографический и фациальный спектр пород, подводные и наземные типы извержений, ассоциация с флишеидным комплексом осадков. Синхронно с развитием вулканизма происходили процессы зеленокаменного перерождения пород.

Дифференцированные колебательные движения, оползневые процессы, мутьевые потоки способствовали отложению флишеподобных и турбидитных формаций. Близость вулканических центров обуславливала резко неравномерное поступление больших масс обломочного материала в морской бассейн, что нередко подавляло отложение известняков, способствовало дальнейшему росту биогерма. Эффузивы базальт-андезит-дацитовый формации по своим петрохимическим, геохимическим и металлогеническим особенностям переключаются с формациями, заложившимися на коре переходного типа, близкими к андезитовым комплексам развитых и зрелых дуг. Интрузивный магматизм представлен габбродиорит-гранодиоритовой (харбей-собский комплекс) формацией.

В непосредственной близости от палеопостроек накапливались углеродсодержащие осадки, мелководные карбонатные турбидиты, вулканомиктовые и терригенные пачки, объединенные в известняково-песчано-глинистую (углеродсодержащую) формацию. Такое разнообразие вулканогенно-осадочных пород может быть объяснено их формированием в междуговых, задуговых и преддуговых обстановках.

Продолжающийся режим сжатия, причленивший Собскую дугу через систему микроконтинентов (Баренцевский и др.) к краю Восточно-Европейского континента, привел к смене в раннем венде субдукционных обстановок на коллизионные (коллизионная дуга—микроконтинент—континент). Оченырская зрелая дуга (за границей площади) постепенно трансформировалась в кордильеры окраинно-континентального пояса, которые ассоциируют с остаточными прогибами, заменяясь в дальнейшем сложным коллажем орогенных поднятий и прогибов вдоль обширной межконтинентальной зоны столкновения [29].

На размытой поверхности рифейских толщ происходило накопление венд-нижекембрийских осадочных и вулканогенных образований, протекавшее в субаэральных и аэральных условиях, объединенных соответственно в алевролито-песчаниковую (молассоидную) и базальт-риолитовую формации (только на более северном планшете, лист Q-42-I). Породы, как правило, ложились с несогласием на размытые горизонты подстилающих свит и интродировались гранитоидами адамеллит-гранитовой формации. Последние совместно с вулканитами и молласоидами сформировали окраинный вулcano-плутонический пояс.

В среднем кембрии на большей части территории была сформирована платформа и в наступивших условиях пенеплена формировались площадная и линейная коры выветривания. В благоприятных физико-химических и палеофациальных условиях шло образование месторождений и проявлений формаций золотоносной коры выветривания (за площадью листа).

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ПЕРМСКИЙ ЭТАП

Палеозойские отложения палеоконтинентального сектора севера Полярного Урала формировались на гетерогенном складчатом основании рифея–венда, что определило значительную неоднородность условий их образования. Они претерпели зеленосланцевый и дислокационный метаморфизм, в их структурном плане преобладают субмеридиональные и северо-восточные структурные направления, осложненные надвиговыми дислокациями. Палеозойские отложения рассматриваемой территории сосредоточены лишь в пределах Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоны, а также в наложенных тектонических структурах на периферии Харбейского мегаблока. От нижележащих отложений они (уралиды) повсеместно отделены перерывом в осадконакоплении, мощными толщами полимиктовых конгломератов, содержащих продукты размыва подстилающих пород, и нередко структурным несогласием (за границей листа).

Заложение Уральского палеоокеана произошло в результате интенсивного растяжения континентальной коры, ее утонения, разрыва в кратон-перикратонном (палеоконтинентальном) секторе, разрыва и раздвига в аккреционном (палеоокеаническом) секторе. В связи с зарождавшимся растяжением возникла система линейных разрывов и мощных зон трещиноватости субмеридионального, северо-восточного и отчасти северо-западного (в современных координатах) направлений. Наиболее крупные разломы разделяли блоки, явившиеся впоследствии главнейшими элементами структур грабенового типа.

Раннепалеозойская эволюция тектоно-магматических процессов в Харбейско-Марункеуской зоне обусловила перерастание континентального рифта в океанический, приведя к расколу окраины Восточно-Европейского континента и раскрытию Уральского палеоокеана. Начиная с позднего силура, растяжение сменяется сжатием, что обусловило широкое развитие надвиговых структур и проявление дислокационного метаморфизма. Складкообразование этого периода выразилось в деформациях как палеозойских, так и докембрийских отложений с образованием складок субмеридионального и северо-восточного простираний.

К раннему силуру закончилось формирование офиолитовой триады, а начиная с позднего силура, растяжение сменилось сжатием, ознаменовав начало формирования островодужных окраинно-континентальных ассоциаций. Последние представлены почти полным набором осадочных и магматических формаций при некотором редуцировании как контрастной, так и непрерывной. При этом наметилась некоторая асинхронность в геолого-геодинамических процессах при в общем-то сходной их эволюции между Войкарским и Щучьинским синклиориями. В первом случае мы имеем полный классический набор офиолитово-островодужных ассоциаций ордовика–девона с энсиматическим (бониниты) трендом развития, послуживших в том числе и формированию золото-скарнового оруднения. Тогда как в последнем, в пределах рассматриваемого полигона, наблюдаем лишь резко угнетенный вулканизм базальтового (сядайская свита), базальт-риолитового (янганпэйская свита) типов, при доминировании средних фаз

внедрения и малой доли кислых дериватов юнъягинского и юрменекского комплексов, участвовавших в формировании активной континентальной окраины и ответственных во многом за скарново-магнетитовое оруденение. Не исключено, что это вызвано, с одной стороны, спецификой эволюции структуры, а с другой – значительным уровнем эрозионного среза.

Пассивная континентальная окраина палеоконтинентального сектора, сформированная к концу ордовика, в девоне испытала активизацию, в том числе коллизионную, в обдуживании элементов океанической коры с образованием систем тыльных раздвигов (наунпэйский комплекс) и сопровождалась щелочно-кислым магматизмом лонготского комплекса.

Гидротермальный рифтогенез с элементами рециклинга привел к образованию редкометалльного, в том числе уранового оруденения, сопровождаемого гидрослюдистыми и лиственит-березитовыми метасоматитами. В завершающий период вновь усиливаются горизонтальные перемещения в западном и северо-западном направлениях, приведшие к напряженной складчатости в толщах флишеидной и молассовой формаций (за площадью листа).

Дислокационный метаморфизм, развивавшийся на коллизионном этапе, достигал уровня глаукофановых сланцев. В западном направлении отмечается снижение термодинамических параметров дислокационного метаморфизма в породах Харбейского антиклинория, уровень которого не превышает низов филлитовой фации.

МЕЗОЗОЙСКИЙ И НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАПЫ

В начале мезозоя рассматриваемая территория входила в состав обширной горной страны (коллизионного орогена) с протекавшими в ее пределах процессами эрозии и денудации. В это время были сформированы крутопадающие сбросо-сдвиги северо-западного и северо-восточного направлений, служившие подводными каналами плюмового магматизма (мусюрский (P–T?), яляяхинский (T₃-J₁) и другие комплексы).

Отложения среднего–позднего триаса–средней юры относятся к одному субконтинентальному сегменту с элементами активной заболоченности, вероятно, прибрежно-морского или внутриконтинентального типа, охватывавшему обширные пространства восточного склона Полярного и Приполярного Урала. В конце ранней юры имело место дальнейшее непродолжительное отступление моря, связанное с позднекиммерийскими тектоническими движениями. Среднеюрское время знаменуется новой трансгрессией, сопровождавшейся частичным размывом подстилающих отложений триаса и нижней юры. В эту эпоху происходило накопление континентальных отложений, содержавших маломощные прослои бурых углей.

В последующую раннемеловую эпоху резких тектонических колебаний не происходило и сохранялось постепенное наступление моря. В поздне-меловую и палеогеновую эпохи в районе, по-видимому, на продолжительное время (до олигоцена) устанавливаются условия мелководного бассейна, продолжалось накопление прибрежно-морских осадков в условиях

прибрежной равнины. В конце олигоцена, в связи с новым проявлением тектоно-магматической активизации, произошла резкая перестройка структурного плана Западно-Сибирской равнины и Урала, что отразилось в повсеместном заглублении олигоценых осадков на низменности (Сигов, 1969; Генералов, 1973 и др.).

В миоцене общее поднятие охватывает север Западно-Сибирской низменности и ее обрамления. Граница моря отступает до современных отметок – 200–250 м. Происходили интенсивное разрушение и вынос мезозойских и палеогеновых отложений в восточном направлении. Во второй половине неогена начинается мощное неоднократное наступление холодных вод арктического бассейна. В начальный этап трансгрессии уровень моря был, вероятно, одним из самых высоких и достигал 270 м.

Нижнеямальский бассейн на территории исследований представлял собой зону открытого шельфа с отдельными островами и растущей горной страной на западе, с которой осуществлялся снос тонких, преимущественно глинистых осадков мезозоя и палеогена. Осадконакопление происходило главным образом в связи с деятельностью водотоков с неустойчивой динамикой в сочетании с обширным развитием различных типов склоновых образований.

Завершающий этап становления основных черт современного облика региона относится к плиоцен-четвертичному времени, причиной чему стала достаточно резкая многократная смена климатических условий и активизация тектонических движений, носивших дифференцированный (по знаку и направлению) блоковый характер. Разные скорости вертикальных движений центральной части морфоструктуры и ее крыльев привели к образованию ярусности рельефа и одновременно способствовали перестройке древней (доплиоценовой) речной сети. В начале неоплейстоцена ямальский морской бассейн вновь отступает до современных отметок –100 м, что сопровождается интенсивным размывом не только донегеновых отложений, но и ниже- и среднеямальских. Во второй половине раннего неоплейстоцена преимущественно континентальные условия вновь сменяются морскими – наступает заключительная фаза (хановейская) ямальской трансгрессии. Уровень моря достигает 100-метровых отметок, и оно перекрывает большую часть восточной половины листа, за исключением таких крупных возвышенностей, как горы Масло, Харчерузь. Море было мелководным и холодным.

Неоплейстоцен характеризуется неоднократными сменами эпох оледенения и межледниковий. В раннем неоплейстоцене относительно теплый климат в прибрежно-морских условиях способствовал накоплению аллювиально-морских отложений. Последовавшее похолодание и регрессия бо-реального моря привели в шайтанское время к формированию ледниково-морских осадков. В конце среднего неоплейстоцена произошла последняя морская трансгрессия, достигавшая абс. отм. 270–300 м, с накоплением в условиях холодного климата ледниково-морских отложений хановейской свиты на обширной территории к востоку от Уральских гор.

В начале позднего неоплейстоцена на фоне общего поднятия территории и потепления климата морской бассейн вновь отступил до отметок 70–90 м

и в эпоху самого теплого казанцевского (стрелецкого) межледниковья происходило накопление морских, аллювиально-морских и озерно-аллювиальных осадков, впоследствии перекрытых ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями последнего (ханмейского) покровного оледенения.

Последовавшее затем воздымание на фоне общего похолодания климата, сопровождавшееся наступлением ледника, привело к значительной регрессии казанцевского арктического бассейна. Большая часть предгорий оказалась погребенной под покровным (ханмейским?) ледником, который, судя по ориентировке морен, озов, направлению изгиба осцилляторных поясов, петрографическому составу обломочного материала (в т. ч. эрратическим валунам) продвигался с севера на юг вдоль горной гряды. Комплекс осадочных образований, сформировавшихся в этот период, включает ледниковые, ледниково-озерные и флювиогляциальные отложения. Яркие следы в виде каров, троговых долин, разнообразных морен и подпрудных озер оставило и горно-долинное оледенение, развивавшееся, вероятно, одновременно с покровным в зоне кряжа.

Начиная с позднего неоплейстоцена, арктические воды не проникают в центральные части района исследований, где в этот период, благодаря деградации зырянского ледникового покрова, идет формирование озерно-аллювиальной равнины. В горной части территории также в связи с отмиранием ледников горно-долинного типа начинается формирование скульптурных и эрозионно-аккумулятивных речных террас третьего и второго уровней, а в конце позднего неоплейстоцена – и первой надпойменной террасы.

Конец позднего неоплейстоцена характеризуется как эпоха полярно-уральского (позднезырянского) горно-долинного оледенения. С ней связывается образование сохранившихся до наших дней небольших ледников различных морфогенетических типов, формирование на их окраинах молодых и современных морен и флювиогляциальных шлейфов на склонах и верховьях горных рек.

В голоцене в условиях оживления блоковых подвижек и продолжающейся регрессии арктического бассейна, под действием различных денудационных агентов происходит окончательное моделирование современного облика территории с формированием комплекса континентальных (преимущественно аллювиальных, лимнических и палюстринно-лимнических) рыхлых отложений. Морозное выветривание и гравитационно-криогенные процессы, широко проявившиеся и в настоящее время, привели к широкому развитию осыпей и курумов. Эрозионная деятельность рек, протекающих в большинстве случаев в унаследованных от доледникового времени долинах, выражена слабо и сводилась в основном к перемыву и переотложению моренных образований. В настоящее время в зоне кряжа и педимента продолжается интенсивная денудация, ведущая к нивелировке склонов. В понижениях и депрессиях преобладают процессы речной и озерно-болотной аккумуляции.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Общий план геоморфологического строения территории, расположенной в пределах северной части Уральского Горного сооружения и западной окраины Западносибирской низменности неоднороден: северо-западная часть представлена среднегорными массивами субальпийского типа с останцовыми горами, а восточная – аккумулятивно-денудационной поверхностью Западно-Сибирской равнины. Абсолютные отметки рельефа территории варьируют от 5 до 1333 м (гора Ханмей). Относительные превышения составляют в горной части до 550 м, на равнине – 10–100 м. Речная сеть густая и принадлежит к бассейну р. Обь. Ширина водотоков колеблется в пределах 30–70 м.

По степени и характеру расчлененности рельефа на территории, по данным предшественников [18, 95, 148], выделяются четыре геоморфологические зоны: *I* – кряжа, *II* – педимента, *III* – ледниково-озерная, *IV* – озерно-аллювиальная равнины. Своему происхождению они обязаны в первую очередь неотектоническим причинам и отвечают крупным ступенчатым блокам северо-северо-восточной ориентировки, определяющим ярусность макрорельефа.

Зона кряжа (*I*), расположенная на северо-западной половине листа, является областью хорошо расчлененного *среднегорного* макрорельефа, с абсолютными отметками вершинных поверхностей 750–1333 м и относительными превышениями 400–550 м. Характеризуется резкой линейностью водоразделов (хребты Ханмейхой, Харбейнырд и Харбейхой) и межгрядовых понижений, сглаженными очертаниями обычно уплощенных вершин и большой изрезанностью склонов, а также большим уклоном русел водотоков.

Зона педимента (*II*) занимает значительную центральную северо-восточную часть территории и представляет собой область слаборасчлененного холмисто-увалистого макрорельефа с абсолютными отметками водоразделов 300–500 м и относительными превышениями 50–250 м. Для нее характерны преимущественно округлые в плане вершины со слабовыпуклыми склонами и обширные межвершинные понижения. По сравнению с вышеописанными элементами зональности, процессы аккумуляции здесь развиты шире. Речная сеть разветвленная; уклоны русел водотоков обычно не превышают 1–2 м на 1 км.

Ледниково-озерная (*III*) зона выражена холмисто-грядовой слабонаклонной поверхностью с абс. отм. от 50 до 200 м, протягивающейся широкой

полосой вдоль подножия гор. Глубина эрозионного вреза в ее пределах достигает 40–60 м.

Озерно-аллювиальная аккумулятивная равнина (*IV*) располагается в крайней восточной–юго-восточной части территории и охватывает пойму и комплекс надпойменных террас р. Обь. Она характеризуется сравнительно ровной, слабо расчлененной поверхностью с абс. отм. 28–45 м.

В пределах территории листа получили развитие следующие морфогенетические типа рельефа: выработанный (структурно-денудационный, денудационный) и аккумулятивный.

Выработанный рельеф. Структурно-денудационный рельеф, предопределенный складчато-блоковой структурой территории, местами переработанный ледниковыми и нивальными процессами, получил развитие в основном в зоне кряжа (*1a*), в меньшей степени – на педименте (*2a*). Он обусловлен проявлением горстовых поднятий на рубеже палеогена–неогена, в результате которого и последующего глубокого эрозионного расчленения в западной части территории сформировался среднегорный рельеф с ярко выраженными альпинотипными формами, характеризующимися прямолинейностью и большой крутизной. К этой морфогенетической группе относятся склоны горных гряд и возвышенностей, предопределенные разновозрастными магматическими и вулканогенными комплексами, а также молодыми (большой частью унаследованными) разрывными дислокациями.

Наиболее значительную роль в рельефообразовании сыграли тектонические структуры, определившие общий морфоструктурный план территории. В рельефе они выражены прямолинейными крутыми склонами большинства речных долин и наиболее крупных озерных котловин, унаследовавшими разрывные структуры субширотного и северо-западного направлений.

В позднелепистоценовое время рельеф был моделирован в результате покровного и горно-долинного оледенения, что привело к образованию протяженных троговых долин (в том числе висячих), многочисленных каров, цирков, карлингов, нивальных ниш.

В зоне педимента (*1б*) этот тип рельефа проявлен в виде литоморфных гряд, формирование которых обусловлено препарированием серии более устойчивых к выветриванию и эрозии мелких даек основного состава, прорывающих метаморфизованные протерозойские породы и имеющих преимущественно северо-восточную ориентировку.

Поверхность склонов слабо изрезана эрозионными ложбинами и перекрыта плащом более поздних (четвертичных) гравитационно-криогенных (делювиально-солифлюкционных и солифлюкционных) склоновых образований с характерными микроформами рельефа – солифлюкционными террасами, пятнами-медальонами. С учетом времени начала формирования рельефа и последующих преобразований, его возраст оценивается как палеоген-четвертичный.

Денудационный рельеф составляют созданные комплексной денудацией поверхности выравнивания, сформированные на древнем складчатом основании и срезающие его (*2a*, *2б*); склоны гор и возвышенностей

различной крутизны, созданные в результате проявления комплексной денудации и эрозии, переработанные ледниковыми и нивальными процессами (3а, 3б, 3в), а также склоны возвышенностей зоны педимента различной крутизны, созданные преимущественно плоскостным смывом (4а, 4б).

В зоне кряжа к формам рельефа первого подтипа (2а) относятся реликты мел(?)-палеогеновых поверхностей выравнивания, располагающиеся на отметках от 400–600 м до 800–1000 м и представляющие собой сравнительно небольшие (до 1–1,5 км²) субгоризонтальные площадки, покрытые маломощным (до 2 м) чехлом элювиальных и элювиально-делювиальных образований. В некоторых местах они осложнены десерпцием нагорных террас, развитием мерзлотных пятен-медальонов, солифлюкционных оплывин. Поверхности часто ограничены крутыми склонами, примером чему являются вершины – горы Медведь, Яркеу и др.

Формирование денудационных форм рельефа в горной части территории происходило синхронно со структурно-денудационными, однако хорошая выраженность и сохранность достаточно масштабных фрагментов древней поверхности выравнивания в современном рельефе свидетельствуют о незначительном изменении их первичного облика в четвертичное время. Таким образом, возраст плосковершинных поверхностей зоны среднегорья можно ограничить палеогеном–неогеном.

В зоне предгорий описываемый подтип рельефа (2б) характеризуется уплощенными водоразделами, вытянутыми увалами, грядами, холмами с незначительным перепадом высот. Главными морфоскульптурами поверхности являются здесь солифлюкционные оплывины, скалы-останцы, литоморфные гряды.

Второй подтип денудационного рельефа наиболее широко развит в подзоне низкого рельефа (3а и 3б) зоны кряжа и в зоне педимента (3в). В подзоне низких гор он проявляется в виде склонов различной крутизны, созданных преимущественно денудационными (гравитационными и гравитационно-криогенными), эрозионными и нивально-экзарационными процессами. Характерной их особенностью является слабая выраженность в рельефе древних складчатых и разрывных структур фундамента. Наиболее яркой формой рельефа являются троговые долины (в том числе висячие долины), а также скалы-останцы. Широкое распространение получили криогенные формы рельефа – солифлюкционные террасы, оплывины, каменные реки – курумы. Поверхность склонов преимущественно выпуклая, что указывает на их развитие и преобразование в режиме пульсационных движений в основном положительного знака (воздымания). Долины рек в горной части площади характеризуются в основном V-образной или каньонообразной формой.

Для восточной части зоны педимента (в пределах озерно-ледниковой равнины) характерен равнинный полого-холмистый рельеф, обусловленный сочетанием криогенных и денудационных процессов с широким развитием микроформ рельефа, образованных на склонах средней (4а) и малой (4б) крутизны плоскостным смывом (линейно-бороздовый, мелкогрядовый), местами – солифлюкцией и термокарстовыми процессами. Возраст денудационного рельефа – неоген-четвертичный.

Аккумулятивный рельеф. получил преимущественное развитие в южной и восточной частях территории листа, охватывающих бассейны среднего течения рек Большой и Малый Ханмей, нижнего течения рек Лонготъёган, Юньяха, Большой и Малый Сандибей, Харбей, а также небольшой фрагмент левобережного долинного комплекса р. Малая Обь.

Поверхности в значительной степени переработаны неоплейстоценовым (зырянским) покровным ледником, о чем свидетельствуют находки эрратических валунов и их скоплений, своеобразный холмисто-грядовый рельеф плоских водоразделов рек, созданный ледниковой (5а) и ледниково-озерной (5б) аккумуляцией, осложненный позже многочисленными термокарстовыми воронками.

Холмисто-грядовая равнина сложена мореной и ледниково-озерными осадками позднего неоплейстоцена, наложенными на частично экзарированные морские казанцевские пески и среднелистоценовые ледниковые образования. Характерной особенностью равнины является обилие гляциогенных морфоскульптур – камовых и озовых гряд, бугров пучения грунтов, полигональных грунтов, термокарстовых просадок и уступов. К положительным формам рельефа относятся холмистые гряды, сформировавшиеся на участках неотектонического воздымания и выхода на поверхность отдельных блоков фундамента, для которых характерны небольшие по высоте (до 3 м) скальные гребни, окруженные десерпцием, и переходящие в пологие делювирированные склоны с неглубокими эрозионными бороздами-делями.

Межгорные долины, созданные совместной деятельностью горно-долинных ледников и флювиогляциальных потоков (б), в распространении ограничены зонами кряжа и низких гор, где своим развитием всецело обязаны совместной и сопряженной деятельности постоянных и временных водотоков с крайне неустойчивой гидродинамикой, а также сартанских горно-долинных ледников, транспортировавших обломочный материал со склонов и днищ долин к местам разгрузки. Основными морфоскульптурными элементами межгорных долин являются формы рельефа, связанные с накоплением моренного и флювиогляциального материала – озы, камы, гряды, составляющие полого-холмистые и холмисто-грядовые площадки в зоне разгрузки ледников. Наиболее полно спектр гляциогенных аккумулятивных форм рельефа проявлен в долинах р. Лонготъёган и ее притока – руч. Яршор. Возраст рельефа – поздний неоплейстоцен–голоцен.

Аккумулятивный рельеф пойм (7а), первой и второй надпойменных террас (7б) наиболее широко представлен в юго-восточной части площади, включающей фрагмент долины р. Обь. В зоне кряжа и в западной части педимента большей частью развит пойменно-руслевой комплекс флювиальных (аллювиальных, пролювиальных) и флювиогляциальных образований. Долины рек и ручьев, имеющие обычно V- и трапециевидный профиль поперечного сечения, берут начало как из каров, так и с заболоченных плоских водоразделов. Продольный профиль долин согласуется и повторяет ступенчатость склонов. Ширина долин варьируют от сотен метров до 1–1,5 км.

На большей части площади зоны педимента и в пределах ледниково-озерной равнины речные долины, как правило, асимметричные, в различной степени террасированные. Обычно четко выражены высокая и низкая пойменные, а также первая надпойменная террасы, местами – вторая и третья надпойменные террасы. Долины рек большей частью имеют корытообразный, реже V-образный профиль поперечного сечения. Продольные профили рек в большинстве своем равновесные; пороги, водопады и каньонообразные участки отмечаются в местах пересечения или дренирования водотоками тектонических уступов и тектонически ослабленных участков палеозойского фундамента. Глубина общего четвертичного вреза оценивается предшественниками в 15–20 м [95, 114].

Речные террасы большей частью аккумулятивные, реже эрозионно-аккумулятивные. Высота бровки первой надпойменной террасы над урезом воды составляет от 2 до 5 м, второй – 5–12 м, третьей 18–25 м. Ширина площадок террас редко превышает 400 м. Поверхность ровная, слабо наклоненная в сторону современного русла или горизонтальная. Вместе с тем, в большинстве случаев отчетливо выделяются старичные притеррасные и присклоновые понижения; вдоль тылового шва террас нередко наблюдаются старичные озера.

Высокая и низкая поймы развиты практически по всем водотокам. Площадки современных террас ровные, достигают ширины более 2 км (р. Обь), их поверхности, как правило, заболочены и изобилуют остаточными озерами. В ряде случаев в цоколе террас обнажаются коренные породы, образующие в руслах водотоков пороги и водопады. Примечательно, что русла в большинстве случаев ориентированы вне зависимости от структуры и границ литологических комплексов коренных пород. Такая зависимость обнаруживается только в отдельных излучинах в каньонах. Очертания современных речных долин, наряду с другими особенностями четвертичного покрова и формами рельефа площади, свидетельствуют о продолжающемся поднятии региона. Время формирования первой и второй надпойменных террас, поймы и русел в соответствии с возрастом отложений, выполняющих речные долины, – поздний неоплейстоцен–голоцен.

Озерно-аллювиальная равнина (IV). Фрагменты этой слабонаклонной террасовидной поверхности (8), являющейся площадкой третьей надпойменной террасы р. Обь, располагаются на абс. отм. от 28 до 45 м и неширокой полосой картируются вдоль восточной границы площади листа, переходя с уступом в поверхность вложенных в нее более низких аккумулятивных террас р. Обь на юге территории. Озерно-аллювиальная терраса имеет плоскую заболоченную и сильно заозеренную, безлесную поверхность и сложена озерно-аллювиальными отложениями каргинского горизонта. Широко проявлены криогенные формы рельефа – полигональные грунты, бугры пучения, термкарстовые воронки и котловины.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В формировании современного облика рельефа территории отмечается несколько этапов, сопровождавшихся проявлением экзогенных и

эндогенных процессов различной интенсивности, последние выражены блоковыми подвижками, присущими альпийскому тектогенезу.

Первый этап охватывает палеоген-эоплейстоценовое время, когда произошло наступление вод Арктического бассейна в пределы Предуралья и Зауралья. Морские воды глубоко проникали в горную часть, унаследовав акваторию позднемезозойского бассейна и частично приустьевые части наиболее крупных древних водотоков, следствием чего явилось захоронение переуглубленных, выполненных аллювиальными и аллювиально-морскими отложениями палеотальвегов.

Второй этап охватывает ранне-среднеплейстоценовый период, в течение которого, вследствие воздымания земной коры и начавшейся регрессии морского бассейна, рельеф территории был подвержен процессам эрозии и денудации, наиболее интенсивно проявленным в западной и южной части исследованной площади, где отмечаются наиболее высокие и контрастные его формы. Этому периоду соответствует заложение основной части гидросети в направлениях, преимущественно поперечных уральским структурам. В раннем неоплейстоцене происходило накопление аллювиальных, аллювиально-морских и морских осадочных образований маррессальской свиты, фрагменты которых установлены бурением на востоке и юго-востоке исследованной площади. Во второй половине периода в связи с новым воздыманием территории, регрессии морского бассейна и существенного похолодания климата наступает продолжительная стадия покровного оледенения, формируется комплекс гляциогенных отложений самаровского–тазовского времени общей мощностью до 100 м и более.

В позднем неоплейстоцене после кратковременной трансгрессии Арктического морского бассейна, в результате которой в казанцевское время сформировались морские и аллювиально-морские осадки, наступает новая фаза похолодания климата, разрастания и наступления Карского ледового щита. Значительная часть территории оказалась покрытой зырянским покровным ледником, двигавшимся, согласно современным палеогеографическим реконструкциям, вдоль восточного склона Урала, захватившим при этом практически всю область предгорий (вплоть до отметок 240–250 м) и проникавшим под напором разраставшегося ледяного покрова вверх по широким речным долинам почти до границы средневысоких гор. Этому периоду развития отвечает широкий по генезису спектр континентальных (ханмейские ледниковые, флювиогляциальные, ледниково-озерные, каргинские аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные) образований, состав которых фашиально изменялся в связи с осцилляциями и последующей деградацией ледового покрова, чередовавшимися во времени периодами потепления и похолодания. В конце позднего неоплейстоцена, характеризующегося слабой трансгрессией морского бассейна, окончательно оформились вторая надпойменная терраса и озерно-аллювиальный комплекс этого же возраста.

Последний этап, охватывающий поздний неоплейстоцен (полярноуральское время)—голоцен, соответствует регрессии арктического бассейна. Горная часть территории в начале этапа подвергается новому оледенению, активно разрастаются ледники горно-долинного типа, языки которых

спускались по речным долинам в зону предгорий. Позже, в результате потепления климата, ледники отступили, оставив в речных долинах продукты ледниковой аккумуляции в виде моренных и флювиогляциальных шлейфов и гряд. Вследствие отступления ледников и активизации процессов глубокой эрозионной деятельности водотоков происходил интенсивный размыв как поверхности педимента, так и существенно песчанистых морских и ледниковых отложений предшествовавших этапов развития, включая среднелепистоценовый. В пределах речных долин в это время сформировался долинный комплекс низких террас – первой надпойменной, а также высокой и низкой поймы, с которыми связана большая часть потоков рассеяния кластогенного золота.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа Q-42-VII, VIII установлены 17 месторождений, 73 проявления, 217 пунктов минерализации, 34 шлиховых потока и 15 вторичных геохимических ореолов разных видов минерального сырья. Кроме того, выделены единичные пробы с высоким содержанием полезных компонентов: 17 – литохимические в рыхлых отложениях, 42 – литохимические в коренных породах и 42 – шлиховые, а также семь аэрогамма-спектрометрических геофизических аномалий. Все объекты показаны на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Список месторождений приводится в прил. 1, список проявлений, пунктов минерализации и т. д. – прил. 2.

Ведущими полезными ископаемыми площади работ являются золото и молибден.

Промышленное значение имеют два сближенных мелких месторождения золота – Новогоднее-Монто (IV-2-5) и Петропавловское (IV-2-8), которые готовятся к разработке Группой компаний «Петропавловск». Месторождения находятся в юго-западной части площади. Наиболее важный молибденоворудный объект – малое месторождение Харбейское (I-1-34), расположенное на северо-западе. Месторождение относится к вольфрам-молибденовой грейзеновой формации. В послевоенные годы оно разрабатывалось, но в 1954 г. было законсервировано как нерентабельное.

В южной части изучаемой территории установлены значительные запасы строительных материалов. Это крупное месторождение известняков Новогоднее (IV-2-3), которое в настоящее время активно эксплуатируется на строительный щебень, крупные месторождения строительных песков – Овражное (IV-1-6) и песчано-гравийного материала – Долинное (IV-1-8), а также среднее месторождение кирпичных глин Ханмейское (IV-2-25).

На крайнем юго-западе площади в осадочных толщах триаса и юры буровыми скважинами вскрыты маломощные пласты бурых углей, которые рассматривались предшественниками как Ханмейское (Нижнеханмейское) месторождение.

Другие виды полезных ископаемых представлены единичными проявлениями и многочисленными пунктами минерализации, рассеянными по всей территории работ.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горючие полезные ископаемые площади листа Q-42-VII, VIII представлены проявлениями бурых углей мезозойского возраста. Кроме того, с четвертичными отложениями связаны мелкие проявления горючих газов и торфов.

ГОРЮЧИЕ ГАЗЫ

При проведении геологосъемочных работ установлены два проявления горючих газов. Одно из них описано К. И. Прохоровой и др. [169] в скв. 9к Сангомпанского профиля (III-7-1), расположенного в нижнем течении р. Лонготъёган. Газ был отмечен при проходке по плотным серым бейделлитовым глинам, залегающим на песчанистых глинах, по возрасту относимых к Q₃⁴. Высота газового столба не превышала 0,5 м. Газ бесцветный, горел синеватым пламенем. Аналогичные газопроявления были отмечены этими же авторами севернее площади работ в пределах листа Q-42-16-Г в скв. 3, пройденной в районе Юньягинского железорудного месторождения (аномалия Речная), при пересечении ею на глубине 62 м мелкозернистых кварцевых песков казанцевской толщи (am,mIII₁), залегающих на палеозойских образованиях. При анализе газа был установлен следующий его состав (%): углекислый газ – 1,283, кислород – 1,392, азот – 7,225, метан – 90,07, пропан – следы.

Позднее выход газа наблюдался В. П. Ереминым [134] в скв. 21 (IV-2-23) на глубине 157,5 м. Геологический разрез в этой части представлен переэлаиванием песков, глин и алевритов четвертичного возраста (l,plIII–Н). Внезапный выброс и воспламенение газового фонтана, а впоследствии исчезновение его не позволили определить состав. Предполагается, что выбросы газа аналогичны описанным выше проявлениям.

УГОЛЬ БУРЫЙ

Проявления бурых углей на площади работ вскрыты 10 буровыми скважинами. Угленосные отложения мезозойского возраста впервые были установлены здесь при изыскательских работах «Желдорпроекта» в 1947–1949 гг., а при бурении скважин Обского профиля в 1958–1959 гг. угленосная толща была прослежена на юго-восток, в пределы зоны обрамления Западно-Сибирской платформы [95, 143]. Скважинами картировочного бурения Обского профиля вскрыты прослои и пласты бурого угля мощностью до 7,1 м. Наибольшая угленасыщенность характерна для яныманьинской свиты (J₁₋₂jm), представленной песками, алевритами и глинами. Она сопоставляется с оторьинской свитой Северо-Сосьвинского и Ляпинского угленосных бассейнов. В ней насчитывается до 8–10 пластов мощностью от 0,2–0,5 до 5,72–7,1 м. Наиболее мощный пласт бурого угля вскрывается скв. 1 (IV-1-4) на глубине 144,5–151,6 м. Ниже этого пласта, на глубине 153,5–155,2 м, залегает второй угольный пласт мощностью в 1,7 м. Оба пласта объединяются в одну угольную пачку мощностью 10,7 м.

Пачка вскрыта в скв. 2 (IV-1-2) на глубине 102,5–112,5 м. В скв. 0 (IV-1-5) угольная пачка фиксируется на глубине 222,5–233,3 м и содержит два пласта мощностью 5,75 и 3,3 м, разделенных прослоем углистых алевроитов мощностью 1,7 м. В скв. 12 (IV-2-21) она пересечена на глубине 349,25–352,55 м при мощности угольного пласта в 3,3 м. В скв. 3-бис (IV-1-1) и 13 (IV-1-3) эта угольная пачка размыта, а в скв. 6 (IV-2-20) вскрыта не полностью. Мощность угольных пластов в этих скважинах колеблется в пределах 0,2–1,7 м. Мощность верхней угленосной толщи – 82 м.

Средняя и нижняя части разреза угленосной толщи сопоставляются с тольинской (J_2tl) и яныманьинской ($J_{1-2}jm$) свитами Приполярного Урала и содержат единичные прослои бурых углей мощностью до 1 м.

Основным типом бурых углей являются гумусовые полублестящие штриховатые и реже шелковисто-полуматовые или матовые угли. В незначительном количестве встречаются сапропеллево-гумусовые бурые угли (скв. 1, IV-1-4). Угли характеризуются чаще всего средней зольностью – 9,6–19,26%. Содержание летучих компонентов в бурых углях колеблется от 42 до 70%. Сера присутствует в количестве 0,26–1,13%, фосфор – 0,002–0,005%. Содержание углерода в углях – 68–70%, водорода – 4,36–5,18%. Калорийность углей колеблется в пределах 6459–6841 кал.

В. П. Ереминым с соавторами [134] при проведении картировочного бурения в Оксяшорской и Князьельской впадинах выделены угленосные отложения ятринской свиты верхнего триаса (T_3jt). В Князьельской впадине эти осадки вскрыты скв. 22 (IV-2-17) и 19 (IV-2-18) в интервалах 229,6–327,7 и 182,8–228,6 м соответственно. По направлению к прибортовой части впадины пласты углей генетически выклиниваются. Предполагается, что выклинивание может произойти от скв. 22 (IV-2-17) на расстоянии 2 км, при средней ширине распространения осадков 5 км.

Таблица 1

Результаты технического анализа углей

Параметры углей	Юрские угли содержание, %	Триасовые угли содержание, %
Влага	10,39	11,83
Зола	23,78	12,45
Нелетучий остаток	56,62	50,75
Летучие вещества	32,99	37,42
Сера общая	1,64	0,47
в т. ч. минеральная	1,05	–
органическая	0,59	0,47
Углерод	45,59	53,32
Водород	3,16	3,59
Азот	0,89	1,07
Кислород по разности	14,94	17,01
CO ₂	следы	0,26

По составу угли триасового и юрского возраста относятся в основном к ультраклареновым–ксиловитреновым. Среди юрских углей встречаются пропластки сапропелево-гумусовых углей. Различие между триасовыми и юрскими углями отмечается по содержанию золы. Результаты технических анализов углей приведены в табл. 1.

Характерной чертой юрских углей является повышенное содержание германия. Основным интерес представляет угольный пласт 3 в скв. 2 (IV-1-2) на глубине 182,0–183,0 м мощностью 1,2–1,5 м. По химическому анализу содержание в нем германия 0,09%, что при учете зольности угля около 10% дает около 1 кг металла на 1 т угля [134].

ТОРФ

Одиннадцать торфопоявлений выделено в озерно-болотных отложениях на правом берегу р. Юньяга, в верховьях ручьев Костальбей и Мелкорыбный, на левом и правом берегах р. Лонготъёган [105, 108]: I-6-10, I-6-11, I-6-12, II-6-17, II-6-18, II-6-19, II-7-10, II-7-11, II-7-12, II-7-13, II-7-14. Проявления слагают небольшие торфяные бугры или обрывистые берега ручьев высотой до 1,8 м. Процесс торфообразования идет в заросших озерах, превращающихся в висячие болота. Отмирающий органогенный материал отлагается на песках, галечниках и глине. Торф преимущественно осоковый. Опробование торфов не проводилось.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Металлические полезные ископаемые, кроме уже отмечавшихся месторождений золота (Новогоднее-Монто и Петропавловское) и молибдена (Харбейское), представлены отдельными проявлениями и многочисленными пунктами минерализации железа, титана, хрома, меди, свинца и цинка, молибдена, редких металлов, золота и урана.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Собственно железорудные объекты площади включают 10 проявлений и два пункта минерализации.

Ведущей железорудной формацией территории является золотосодержащая скарново-магнетитовая, представленная месторождением Новогоднее-Монто (IV-2-5), проявлениями и пунктами минерализации Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла (IV-2-2, IV-2-10, IV-2-11, IV-2-14), южной части Юньягинского узла (I-7-1) и др. Известно также железное оруденение магматического генезиса: медно-титан-ванадиевая мафитовая формация волковского типа (I-6-1, I-7-2, I-7-3, I-8-1, II-8-1) и ванадий-титан-железородная ультрамафит-мафитовая качканарского типа (I-5-1, I-6-2, I-6-4). Встречается также метаморфогенная титан-железородная формация (III-3-21).

Железорудные скарны Тоупугол-Ханмейшорского узла связывают с диоритами второй фазы собского комплекса ($\delta D_{1-2}S_2$). Месторождение Новогоднее-Монто (IV-2-5) расположено в истоках руч. Тоупугол, в 15 км к северо-востоку от ст. Обская Северной железной дороги. Месторождение открыто Р. М. Монто в 1960 г. при проверке аэромагнитной аномалии. В 1993 г. была обнаружена повышенная концентрация золота, как в скарнах, так и в зонах пиритсодержащих метасоматитов. В настоящее время месторождение разведано как золоторудный объект. Характеристика месторождения приводится ниже, в разд. «Золото».

В пределах рудного узла известен также ряд железорудных проявлений и пунктов минерализации. Наиболее значительными из них являются проявления Обское (III-2-13) и Невидимка (IV-2-15). Другие объекты – Аномальное (IV-2-2), Карьерное (IV-2-12), Тоупугольское (IV-2-11) и др. также рассматриваются как золоторудные и описаны в соответствующем разделе.

Проявление железа Обское (III-2-13) выявлено в 1952 г. при проведении детальной магнитометрической съемки. Оценка проявления проведена в 1955 г. путем бурения пяти скважин общим объемом 555 пог. м [139].

Проявление расположено на правом берегу руч. Соколиный, в 1200 м вверх по ручью от его устья. Вмещающие породы представлены метадолеритами, порфировыми метадолеритами, порфировыми плагиоклазовыми дацитами, риодацитами и их туфами и прорваны кварцевыми диоритами собского ($q\delta D_{1-2}S$) и гранодиоритами и порфировидными гранодиоритами конгорского ($q\mu-q\mu D_3kn_3$) комплексов. Вблизи гранодиоритов вмещающие породы эпидотизированы и несут вкрапленность магнетита.

Главное рудное тело вскрыто скважинами на глубине 27–38 м и сложно массивными магнетитовыми рудами, залегающими в скарнированных вулканитах основного состава. Второстепенные рудные тела представлены единичными маломощными пластообразными и жилообразными залежами мощностью до 1,5 м. Содержание железа в массивных магнетитовых рудах достигает 65%, средневзвешенное содержание – 15,3%.

Проявление Невидимка (IV-2-15) расположено в долине одноименного ручья, левого притока р. Малый Ханмей. Участок проявления сложен метадолеритами, порфировыми метадолеритами и андезибазальтами, прорванными габброидами собского и конгорского комплексов. Эффузивные образования на отдельных участках эпидотизированы и несут вкрапленность магнетита и пирита в количестве до 1–3%.

При проведении детальной наземной магнитной съемки масштаба 1 : 10 000 в пределах участка выделен ряд мелких локальных аномалий северо-восточного простирания с максимальной интенсивностью от 1500 до 3000 нТл. На проявлении предполагаются два субширотных пластообразных тела. Глубина до верхней кромки – 14–0 м. Горизонтальная мощность – 30–40 м. Максимальная магнитная восприимчивость – $25\ 000 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

На севере территории листа Q-42-VIII выделяется южная часть Юньягинского рудного узла, в котором сосредоточены основные запасы железа Полярноуральского региона. Наиболее крупным является

одноименное месторождение с запасами 60 млн т, расположенное на листе Q-42-II. В площадь работ входит проявление Овальное.

Проявление Овальное (I-7-1) находится в 6 км к юго-востоку от Юньягинского месторождения. Открыто в 1954 г. Свердловским геофизическим трестом. Выявленная магнитная аномалия по изодинаме 500 нТл имеет северо-восточное простирание и размеры 400×180 м. Максимальное напряжение магнитного поля составляет 6400 нТл. В 1955 г. Полярно-Уральской экспедицией Уральского геологического управления на участке аномалии были пробурены четыре скважины общим объемом 758 м, расположенные через 50 м по линии, ориентированной вкрест простирания аномалии.

Скарноворудная зона занимает верхнюю часть разреза и представляет собой пластообразное тело, падающее на юго-восток под углом 45°. Мощность ее условно оценена в 150–170 м. В составе зоны преимущественным развитием пользуются гранатовые и гранат-пироксеновые скарны. Рудная зона залегает под четвертичными отложениями мощностью 30–50 м и прослеживается до глубины 145 м. Лежащий бок ее слагают ороговикованные породы средней мощностью около 50 м. Содержание магнетита и сульфидов в пределах рудной зоны меняется от убогой вкрапленности до массивных магнетитовых руд.

Поисковыми скважинами вскрыто несколько рудных тел. Они имеют протяженность не более 60–80 м и быстро выклиниваются по падению. Самое крупное тело вскрыто скважинами 1 и 10. Минеральный состав рудных тел представлен магнетитом, гранатом, пироксеном, реже встречаются эпидот, пирит и халькопирит. Мощность скарнов – около 170 м, оконтуривающих их роговики – 50 м. Распределение рудных минералов крайне неравномерное; среднее содержание железа – 35 %.

Химическими анализами в рудах установлены следующие элементы (%): P – 0,03, S – 0,32, Ti – 0,3, Zn – 0,04, Cu – 0,03, Ni – 0,01. Спектральными анализами в рудах отмечено присутствие Be (до 0,0001 %), Zr (0,001–0,03 %), Sc (сл.), Y (до 0,01 %), Zn (0,01–0,06 %), Ga (до 0,003 %), Co (до 0,01 %), Ge (сл.).

Запасы проявления Овальное по категории C₂ составляют 3 млн т [140].

Открытие месторождения Новогоднее-Монто дало основание для проверки золотоносности скарново-магнетитовых объектов Юньягинского узла. Харбейским отрядом, проводившим в 1999 г. поисковые работы на золото вдоль трассы Обская–Бованенково [183], был переопробован керн буровых скважин Юньягинского месторождения и близлежащих проявлений. На проявлении Овальное золото обнаружено в двух пробах магнетитовых руд (скв. 1, инт. 80–82 м) в количестве 0,48 и 0,1 г/т.

С габброидами первой фазы Юньягинского комплекса (vD_{j_1}) связана магматическая халькопирит-титаномангнетитовая минерализация, отнесенная к медно-титан-магнетитовой мафитовой рудной формации (волковский тип). Эту группу образует ряд магнитных аномалий, одна из которых (Ясная) рассматривается как проявление Харутское [119].

Проявление Харутское (I-7-2) расположено в верховьях р. Яляпэ-Яха в пределах сплошного развития интрузивных пород юньягинского комплекса.

Развитые на участке габброиды сопровождаются разнообразным комплексом жильных пород от спессартитов и метадолеритов до гранит-аплитов. Халькопирит-титаномагнетитовая минерализация непосредственно приурочена к атакситовым габбро, габброноритам и габбродиоритам. Исходя из произведенных оценочных работ, выход оруденелых габбро составляет 0,6 км². Оруденелые породы выделяются повышением магнитной восприимчивости до 50–60 тыс. × 10⁻⁵ ед. СИ и на отдельных интервалах до 100–120 тыс. × 10⁻⁵ ед. СИ (аномалия Ясная). Вскрытые мощности обогащенных магнетитом участков колеблются в пределах от 0,7 до 22 м, реже до 42,8 м. Зоны повышенной сульфидной минерализации имеют мощность от 2 до 22 м. Рудные интервалы представлены титаномагнетитом, пиритом, халькопиритом, ильменитом и гематитом, аксессуарные – барит, сфен, апатит, шеелит. Распределение их крайне неравномерное и колеблется от первых десятков граммов до 235 кг/т (магнетит), 86,4 кг/т (пирит), 0,3 кг/т (халькопирит), 3,6 кг/т (апатит), 0,1 кг/т (сфен). В монофракциях пирита спектральным анализом в количестве до 0,05% установлены Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb. Концентрация основных элементов колеблется в следующих пределах: Fe₂O₃ – 10,92–41,49%, TiO₂ – 0,38–3,80%, V₂O₅ – 0,02–0,30%. Среднее содержание железа – 14,96%.

Другие аналогичные аномалии – Южная–Дорожная (I-6-1), Озерная (I-7-3), Угловая (I-8-1), Болотная (II-8-1) исследованы С. Г. Караченцевым [139]. Они имеют близкие характеристики и меньшую интенсивность. Содержание железа в них не превышает 14,418%, двуокиси титана – 1,95%.

С габброидами харампэйско-масловского комплекса (*vS₁hm*) связывается магнитная аномалия Крайняя (I-6-2) и единичные пункты минерализации, выделенные А. К. Афанасьевым (I-5-1, I-6-4) и отнесенные к ванадий-титан-железородной ультрамафит-мафитовой формации (качканарский тип). Шлиры и вкрапленность титаномагнетита (до 20%), образующего сидеронитовые структуры в слабометаморфизованных оливиновых габброноритах, особенно характерны для Масловского района. Из рудных минералов присутствует небольшое количество пирротина, халькопирита, пирита, связанных с зонами дробления. По физическим свойствам руды сопоставимы с бедными и убогими вкрапленными рудами Качканара с содержанием 16–17% железа [105].

Проявления магнетитовой и гематитовой минерализации вкрапленного типа титан-железородной метаморфогенной рудной формации спорадически встречаются в гнейсах и амфиболитах древнего комплекса. Одно из них находится в междуречье Большая и Малая Няравеча, в среднем течении рек.

Проявление Няравеченское (III-3-21) выявлено в 4 км северо-восточнее горы Няравеча горными работами по заверке серии наземных магнитных аномалий в контуре аэромагнитной аномалии [151, 159]. Проявление связано с вкрапленностью магнетита в гнейсах и амфиболитах харбейского блока, а также в габброидах васькеуского метагаббро-долеритового комплекса (*v'PR_{1v}*) с содержанием суммарного железа до 12%. В гипогенных геохимических полях проявление фиксируется локальной аномалией меди

с точечными содержаниями (в эпицентре) меди 0,15%, молибдена 0,01% в сульфидно-минерализованных гнейсах харбейского комплекса.

Железо, молибден. Железные руды скарнового типа описаны и в образованиях харбейского комплекса. В районе руч. Костальбей магнетитовые скарны содержат редкую вкрапленность молибденита и халькопирита. Здесь находятся Костальбейское проявление (II-7-5) и четыре пункта минерализации (II-7-1, II-7-2, II-7-3, II-7-6).

Проявление Костальбейское (II-7-5) открыто в 1952 г. Т. Е. Кожинной и изучено в 1954 г. К. П. Прядкиным [173], а позднее наиболее полно охарактеризовано А. К. Афанасьевым [105].

В геологическом строении проявления принимают участие амфиболиты и мраморы лаптаюганской свиты (PR_1/p), прорванные мелкими массивами и дайками микроклин-пертитовых гранитов и пегматитов сядатаяхинского комплекса ($\gamma V-C_1s$). Висячем и реже в лежачем боку мраморов закартированы эпидот-гранатовые и пироксен-гранатовые скарны. В них иногда фиксируется магнетит, образующий редкую вкрапленность или слагающий параллельные полосы. Мощность рудных полос колеблется от 2 до 15 см. Мощность магнетитовых скарнов не превышает 1 м. Из рудных минералов, кроме магнетита, в скарнах фиксируются пирит и халькопирит, реже молибденит.

По нашим данным, скарны слабо золотосны. Пробирным анализом установлено содержание золота в скарнах 0,4 г/т.

Рудная зона, по-видимому, продолжается за пределы проявления, так как поблизости от него имеются пункты аналогичной минерализации (II-7-1, II-7-2, II-7-3, II-7-6).

Хром. На северо-востоке площади работ расположена южная часть ультраосновного массива Сьум-Кеу, которая рассматривается предшественниками [74, 167] как Харчерузский структурно-тектонический блок и, возможно, является отдельным ультрабазитовым телом.

В блоке установлены шесть проявлений и шесть пунктов минерализации с высокохромистым типом оруденения, принадлежащих к хромитовой офиолитовой рудной формации. Все они залегают в дунит-гарцбургитовом разрезе с количеством дунитов более 30%. Проявления Харчерузское-I (I-4-2), Харчерузское-V (I-4-18) и Харчерузское-VI (I-4-19) связаны с коренными выходами хромитов, Харчерузское-II (I-4-4), Харчерузское III (I-4-11) и Харчерузское IV (I-4-17) – с развалами. Рудные зоны размерами от 25×150 до 250×350 м ориентированы в северо-западном, иногда в северо-восточном направлении. Среднее содержание компонентов в руде составляет (%): Cr_2O_3 23,2–42,6, SiO_2 8,1–25,8, Al_2O_3 6,5–14,6, FeO' 10,3–19,2; в монофракции хромшпинелида содержание оксида хрома достигает 58%. Показатель качества хромовых руд Cr_2O_3 / Al_2O_3 – до 3,2. Пункты хромитовой минерализации в Харчерузском блоке также выделены как в развалах (I-4-7, I-4-12, I-4-14), так и в коренном залегании (I-4-1, I-4-5, I-4-13).

Пункт хромитовой минерализации установлен в среднем течении р. Харбей (III-3-10). Оконтурено также пять площадных вторичных

геохимических ореолов хрома: на р. Парноеган (II-2-8, II-2-13), р. Нядзеган (II-6-13), на ручьях Париквасьшор (II-2-11) и Амфиболитовый (II-6-12).

Нами в пределах Харчерузского гипербазитового массива выявлен ряд пунктов золоторудной минерализации, приуроченных к его приконтактовым областям. Наибольшее содержание золота установлено в хромосодержащих гарцбургитах – 2,76 г/т (I-4-16) и безрудных верлитах – 2,29 г/т (I-4-20). Золото встречается и в хромитовых рудах: 1,44 г/т на проявлении Харчерузское-IV (I-4-17), 0,93 г/т на проявлении Харчерузское-VI (I-4-19), 0,53 г/т на проявлении Харчерузское-V (I-4-18). В экзоконтактовой зоне массива повышенная концентрация золота зафиксирована в сульфидизированных метапесчаниках по руч. Каровый 0,82 г/т (I-3-3).

Титан. В древних породах харбейского комплекса минералы титана присутствуют почти повсеместно, образуя многочисленные пункты минерализации титан-железородной метаморфогенной формации. На площади работ таких пунктов установлено 21. Руды Харутского проявления (I-7-2), описанного выше в разд. «Железо», относятся к магматической медно-титан-ванадиевой мафитовой формации. Известно также два шлиховых потока титановых минералов.

Метаморфогенная титановая минерализация представлена обычно мелкой вкрапленностью рутила, ильменита и гематита в гнейсах и амфиболитах (I-5-3, II-1-8, II-5-3, III-3-2, III-3-8, III-3-13, III-3-20), а также в залегающих согласно с ними кварцевых жилах (I-2-18, I-2-19, I-3-39, II-1-1, II-1-2, II-1-3, II-1-6, II-1-9, II-1-10, II-1-11, II-3-3, II-7-8, III-3-9, III-3-11). Мощность вкрапленно-минерализованных пластов достигает нескольких метров, содержание (%): TiO_2 – 2,23–2,34, Fe_2O_3 – 11,8–13,6, FeO – 2,4–3,8. Кварц-гематит-ильменитовые жилы характеризуются мощностью 5–10 см и содержанием (%): TiO_2 – до 28, Fe_2O_3 – до 32–34, FeO – до 26–27 [95, 105, 198].

Шлиховой поток титановых минералов и граната на р. Харбей в районе впадения в него руч. Париквасьшор и по самому ручью (III-3-4) установлен В. А. Чепкасовым [198] и позднее изучался А. Н. Кудрявцевым и А. Л. Крашенинниковым [148]. Россыпь, очевидно, связана с вкрапленностью титановых минералов в амфиболитах, гнейсах, кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах в долине руч. Париквасьшор. Длина россыпи – около 3 км, ширина – 50 м, мощность – 1 м. Выход ильменита – до $12,4 \text{ кг/м}^3$, в среднем – 10 кг/м^3 , запасы 1500 т. Содержание рутила достигает 94 г/м^3 , сфена – более 50 г/м^3 . Выход граната в отдельных шлихах – до 50 кг/м^3 и более. По минимальным подсчетам, авторские запасы граната в россыпи составляют 4500 т.

Небольшой шлиховой поток ильменита установлен также на р. Парноеган (II-2-5). Количество рудного минерала в потоке, до 2242 г/м^3 .

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Зоны скарирования с медной минерализацией выявлены А. К. Афанасьевым [105] в северо-восточной части площади, в ур. Ольховое (Q-28-Б-в), на восточном склоне горы с тригопунктом Оазис и лево-

бережье р. Юньяха. На участке выделено шесть пунктов минерализации (I-7-4, I-8-2, I-8-3, I-8-4, I-8-5, I-8-6) медно-железородной скарновой формации. В пределах участка развиты в разной степени диоритизированные габброиды юньягинского комплекса (vD_{j_1}). В центральной части участка проходит мощный Воргатинский (14) разлом (граф. прил. 1), в осевой части которого выделяется зона бластокатаклизитов и бластомилонитов. В бортах р. Юньяха и ее притоках встречены мелкие дайки разного состава. В маломощных жилах гранит-аплитов и гранит-пегматитов отмечается гнездовая сульфидная (халькопирит-пирит) минерализация. Узкие (75×250 м) зоны скарнов и плагиоклаз-пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых пород располагаются в центральной части участка среди диоритизированных габброидов и вытянуты субмеридионально, согласно с направлением Ольховского разлома. Рудные минералы значительных скоплений не образуют. Отмечается убогая вкрапленность магнетита, халькопирита в околоскарновых породах и редкие гнезда халькопирита, пирротина, чешуйки молибденита в скарнах. По результатам атомно-абсорбционного анализа, содержание полезных компонентов составляет: Cu – 0,01–0,35%, Mo – $14 \times 10^{-3}\%$, Ag – 0,2–2,5 г/т.

Медь, цинк. Три вторичных литогеохимических ореола меди и цинка установлены на реках Малый Ханмей (III-2-7), Евъеган (III-1-4) и Лаптаеган (III-4-2).

Медь, золото. В эту группу отнесены шесть проявлений и 42 пункта минерализации, принадлежащие к меднопорфировой и золото-сульфидно-кварцевой формациям.

Меднопорфировая рудная формация представлена проявлением Малоханмейское (III-2-9). Расположено оно на левобережье р. Малый Ханмей, в 3 км выше устья руч. Ханмейшор. Открыто А. В. Цимбалюком в 1952 г. По скв. P-1, пройденной в метасоматически проработанных и сульфидизированных кварцевых диоритах собского комплекса ($q\delta D_{1-2}S_2$), установлено содержание золота до 0,25 г/т, меди до 0,4%. В 80 м к западу от скв. P-1 на правом берегу р. Малый Ханмей в коренном обнажении определено содержание золота – 0,32 г/т. Поисковые работы на площади Малоханмейского проявления (уч. Верный) проводились Подгорной партией [134] и включали горные выработки, бороздовое и литохимическое опробование по вторичным ореолам.

Участок проявления сложен кварцевыми роговообманковыми габбро и кварцевыми диоритами, раздробленными, окварцованными, пиритизированными. В пределах участка выделено 15 тектонических зон мощностью от 0,6 до 5 м с сульфидной минерализацией вкрапленного, прожилково-вкрапленного и гнездового типов. Среднее содержание сульфидов 1–5%. По результатам спектрального анализа, максимальное содержание Cu в минерализованных зонах до 0,05%, Zn – до 0,01%.

Пять проявлений и 42 пункта минерализации представлены кварц-сульфидными жилами и сульфидной вкрапленностью. Локализуются они в разных породах: в гнейсах и амфиболитах харбейского комплекса, в сланцах и

метаэффузивах няровейской серии, а проявление Ханмейшорское (IV-2-1) – в базальтах соколинской толщи (O_{2-3sk}). Все эти объекты приурочены к северо-западным разломам – Харбейскому, Хабинсовскому, Лонготюганскому, Малосандибейскому, Евъеганскому и др., где они в тесной ассоциации с золоторудными пунктами минерализации залегают в ореолах березитизированных и аргиллизированных пород. В ряде меднорудных проявлений и пунктов минерализации присутствие золота отмечено предшественниками и подтверждено нами при переопробовании (II-2-3, III-2-6). Некоторые пункты в результате переведены в золоторудные, так как анализы показали повышенное содержание золота (II-1-7, II-2-6). В пункте II-1-7 установлено видимое золото.

С северо-западными направлениями на Урале традиционно связывается мезозойская тектоно-магматическая активизация, отражением которой на площади работ является внедрение дайковых тел мусюрского габбродолеритового ($BP-Tm$) и яляяхинского щелочногаббродолеритового ($\epsilon\beta T_3-J_{ij}$) комплексов. С активизационными процессами сопряжено также формирование золото-сульфидно-кварцевой формации месторождений Новогоднее-Монто (IV-2-5) и Петропавловское (IV-2-8).

Исходя из этих соображений, проявления и пункты медной минерализации в кварц-сульфидных жилах и зонах сульфидизации отнесены нами к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации.

Наиболее значительные проявления жильного типа известны в районе Харбейского рудного узла на ручьях Каскадный и Ступенчатый.

Проявление руч. Каскадный (I-1-42) расположено на правом берегу ручья, в 3 км на восток от пос. Харбей. Открыто в 1960 г. Верхне-Харбейской партией при проведении геологосъемочных работ. В составе проявления – породы верхнехарбейской свиты (RF_2vh), представленные сланцами и гнейсами разного состава. Участок проявления располагается в Минисейской зоне смятия.

Канавами на участке вскрыт ряд зон тектонического расщепления и дробления с вкрапленностью пирита и халькопирита. Мощность зон не превышает 1,5 м. Анализы бороздовых проб показали содержание меди в зонах дробления хлоритовых сланцев в количестве 0,112–0,395%. В кварцевых жилах оно достигает 5,289% [186].

Проявление руч. Ступенчатый (I-2-17) расположено на правобережье ручья, в 4,5 км на северо-запад от его устья, у подножия высоты с отм. 927 м. Выявлено при геологосъемочных работах Верхнехарбейской ГРП в 1960 г. В составе проявления – кварциты, амфиболиты и гнейсы ханмейхойской (PR_1hn) свиты; практически во всех породах наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность, иногда тонкие прожилки пирита и халькопирита. Химическими анализами бороздовых проб, отобранных из канав, установлено содержание меди, не превышающее десятые доли процента. Спектральный анализ показал содержание молибдена до 0,01–0,013%.

Кварцевые жилы с медной минерализацией описаны А. Л. Клоповым и Е. В. Бобровым [141] в среднем течении р. Малый Харбей, где выделяется проявление Малохарбейское (II-2-3) и к северу от него аналогичный пункт минерализации (II-2-1). Оруденение приурочено к кварцевым жилам

длиной до 50 м и мощностью до 1 м, фиксирующим тектоническое нарушение на расстоянии примерно 2,5 км одна от другой. Жилы вскрыты канавой на глубине 2,5 м. Рудные минералы представлены халькопиритом в ассоциации с магнетитом и пиритом. Анализ штучной пробы обнаружил концентрацию меди 7,5%. Бороздовые пробы всяческого бока дали содержание меди 0,2%, лежащего бока – 0,09–0,2%, жильного тела – 1,24–2,99%. Кроме меди, в пробах установлены: Fe_2O_3 – 10–19%, TiO_2 – 0,4–1,18%. Пробирным анализом определено Au – 0,2–0,6 г/т, Ag – следы–9,3 г/т. Спектральный анализ показал Bi – 0,1%, Co – 0,06%.

Типичным представителем объектов жильно-штокверкового типа на площади работ является проявление Евъеганское (III-2-6), расположенное в приустьевой части р. Евъеган, изученное Подгорной ПСП [134]. Поиски включали горные работы, бороздовое и литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния. Участок проявления сложен гнейсами, амфиболитами и редкими прослоями мраморизованных песчанистых известняков ханмейхойской свиты (PR_1hn). Породы слагают южное крыло Евъеганской брахиантиклинали. Крыло брахиантиклинали осложнено Малоханмейским (19) и Евъеганским (23) разломами северного и северо-западного простирания и более мелкими нарушениями. В центральной части одного из них в интенсивно рассланцованных, окварцованных, лимонитизированных породах выявлена халькопирит-пиритовая минерализация. Мощность минерализованных пород – 2 м. Содержание сульфидов – 7–10%. Химический анализ бороздовых проб показал содержание (%) Cu – 0,07–0,14, Zn – 0,03–0,06, Pb – 0,03. По результатам пробирного анализа, содержание золота в них составляет 0,2 г/т.

К жильному типу относится проявление меди Ханмейшорское (IV-2-1), расположенное в левом обрывистом берегу руч. Соколиный, первого правого притока руч. Ханмейшор, на расстоянии 300 м вверх по ручью от его устья. Проявление выявлено в 1957 г. А. В. Цымбалюком.

В геологическом строении проявления главную роль играют вулканогенные породы соколинской толщи (O_{2-3}sk), второстепенную – дайки диоритов собского комплекса. Проявление представлено серией маломощных (0,2–0,5 м) кварцево-сульфидных жил с мелкими гнездами и тонкими прожилками сульфидных руд. Максимальное содержание меди – 0,39%, кобальта – 0,055%. Вмещающие породы лимонитизированы [186].

Скопления пунктов минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации установлены на крайнем северо-западе площади, в районе Харбейского молибденового месторождения (I-1-1, I-1-3, I-1-4, I-1-8, I-1-17, I-1-19, I-1-32, I-2-4, I-2-9, I-2-14), в зоне Хабинсовского разлома (I-2-12, I-2-16, I-2-20, I-2-21, II-2-1). В узле пересечения Харбейского разлома (4) с Париквасьшорским и Парноеганским (18) нарушениями (граф. прил. 1) выявлено несколько пунктов как медной (I-1-45, I-1-46, II-1-4, II-1-5, II-1-12, II-2-9, II-2-10, III-3-6), так и золоторудной жильной минерализации, в том числе с видимым золотом (II-1-7). С Лонготюганским разломом (8) связано самое разное оруденение, и в том числе сульфидное жильное (I-3-6, I-3-7, I-5-2, II-4-1, II-5-5, II-5-10, II-5-11, II-6-6, II-6-7, II-6-10, II-6-14, II-6-16).

Протяженная зона измененных пород приурочена к Малосандибейскому разлому (25). Здесь также зафиксировано несколько пунктов минерализации, среди которых и объекты описываемой группы (I-3-20, I-3-27, II-3-2, II-4-6, III-5-2, III-5-1).

Все перечисленные выше рудные объекты имеют много общих черт. Жилы в них обычно согласные маломощные, в большинстве случаев они имеют четковидное строение. Мощность жил не превышает 0,5–1,5 м, протяженность – до 10–15 м. Минерализация приурочена в основном к зальбандам жил и представлена неравномерной вкрапленностью пирита, халькопирита, борнита, ковеллина, пирротина, налетами медной зелени. Содержание меди в жилах обычно не превышает 0,4–2,9% и в отдельных штуфных пробах – 9,96%.

Свинец. Свинцоворудные объекты жильного и скарнового типов известны на площади работ в районе Харбейского месторождения. В незначительном количестве свинец присутствует и во всех меднорудных точках.

Всего на площади работ установлены два проявления и четыре пункта собственно свинцовой минерализации. Одно из проявлений – Свинцовое (I-1-30) относится к скарновому типу, другое – проявление р. Бадьяёган (I-1-43) и пункты минерализации (I-1-20, I-1-26, I-1-40, I-2-10) – к жильному.

Проявление свинца Бадьяёганское (I-1-43) расположено в районе левобережья одноименного ручья. Здесь отмечается до 10 кварцево-рудных жил, которые приурочены чаще всего к трещинам скола, секущим плагиоклаз-амфиболовые гнейсы минисейшорской свиты (RF_2mn). Жилы имеют мощность от 1–2 до 10–20 см. Оруденение представлено галенитом, более или менее равномерно рассеянным в кварце. Химический анализ проб показал, что содержание свинца колеблется от следов до 2,14% [189].

В пунктах минерализации вкрапленность галенита и халькопирита также связана с небольшими кварцевыми, иногда кварц-полевошпатовыми жилами, залегающими, как правило, согласно с вмещающими их отложениями няровейской серии (RF_2nr). Содержание свинца – 0,2–0,7% [95].

Проявление Свинцовое (I-1-30) скарнового типа находится в 600–700 м от Харбейского месторождения, на правом борту руч. Свинцовый, на пологом склоне водораздела. Открыто в 1948 г. при изучении Харбейского рудного поля. В 1951 г. на проявлении были проведены поисково-разведочные работы, включающие геологическую съемку масштаба 1:1000, проходку канав и шурфов, бороздовое опробование.

Оруденение локализовано на контакте аподиоритовых роговообманковых гнейсов и аповулканогенных сланцев верхнехарбейской свиты (RF_2vh). По данным С. С. Иванова (1952 г.) в пределах Харбейского рудного поля выделяется мраморно-лептитовый горизонт, по ксенолитам которого образуются парагенезисы минералов, близких к скарнам. На ассоциации скарновых минералов накладывается более низкотемпературный парагенезис, состоящий из карбоната, мусковита, кварца и пирита, относящийся к безрезитовой метасоматической формации.

На проявлении выделены четыре кварцевые жилы и две скарновые залежи. Максимальная длина жил по простиранию составляет 190 м, мощность их 7–18 см, одна жила имеет мощность 3,1 м. Скарновые залежи расположены на простирании друг друга и прослежены в 11 канавах. Длина северной залежи составляет 260 м, южной – 150 м; южная граница залежи не установлена. Мощность залежей 0,8–4,7 м, простирание северо-западное, падение северо-восточное. Основным рудным минералом скарнов является галенит, составляющий 89–99 % от массы сульфидов [50]. В единичных зернах отмечены сфалерит, пирротин, халькопирит, пирит. Химический анализ бороздовых проб показал содержание свинца до 0,7 %. Рентгеноспектральный анализ проб из минерализованных скарнов показал до 1,3887 % [125].

Свинец, цинк. В эту группу отнесено проявление руч. Мраморный (I-1-13) и три пункта минерализации (I-1-2, I-1-38, I-2-2). Все они относятся к жильному типу и также локализируются в окрестностях Харбейского молибденового месторождения.

Проявление (I-1-13) на руч. Мраморный, правом притоке р. Большой Харбей описано Ю. Ю. Эрвье, а позднее А. В. Цымбалюком и А. К. Афанасьевым [95, 105, 202]. В туфосланцах немурюганской свиты (RF_3nm), прорванных телами гранитоидов, залегает кварц-баритовая жила с галенит-сфалеритовой минерализацией. Мощность жилы 25–30 см. Встречаются пирит и халькопирит. Спектральный анализ показал следующее содержание элементов: Pb – 1,0%, Zn – много, Ag – 60 г/т, Cd – 0,03%. По данным химического анализа штучных проб, содержание: Pb – 5,6%, Zn – 8,5%, TR – 0,027%.

Вторичный литогеохимический ореол свинца и цинка установлен на р. Евъёган (III-2-4).

Свинец, золото. Золото в жильных свинцовых рудах установлено на проявлении руч. Медный (I-1-10), расположенном в 2,8 км к северо-востоку от устья ручья, в долине его нижнего левого притока. Обнаружено геологом И. Н. Сулимовым. Проявление, как и описанные выше свинцовые объекты, находится в Харбейском рудном узле. Всего здесь установлено шесть кварцевых жил и линз с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Максимальное скопление рудных проявлений отмечено по правому борту притока, в 0,4 км от его устья, где вскрыты две кварцевые линзы и две жилы. Линзы при длине 1,0–1,5 м имеют мощность 0,25–0,15 м и представлены полупрозрачным кварцем с параллельными прожилками галенита, сфалерита и халькопирита. Жилы прослеживаются на 1,7–2 м и отличаются отсутствием сфалерита. По данным химического анализа, в бороздовых пробах максимальное содержание Pb – 0,23%, Cu – 0,06%. А. П. Прямоносовым на проявлении установлено золото – 0,64 г/т [176].

Никель, медь. Никелево-медная минерализация платиноидно-медно-никелевой сульфидной ультрамафит-мафитовой формации отмечена Ю. Е. Молдаванцевым в двух пунктах северо-западнее горы Масло (I-6-8,

1-6-9). Здесь в развалах обнаружены отдельные глыбы оливинового габбро с вкрапленностью сульфидов (халькопирита, пирротина и пентландита). Общее содержание сульфидов достигает 10–12% [169].

Никель, кобальт. Вторичный геохимический ореол никеля и кобальта оконтурен в районе левого берега р. Малый Ханмей, южнее слияния с р. Евъёган (III-2-8).

Молибден. Молибден встречается на площади работ достаточно широко, образуя разные формационные типы руд. Всего выделено одно месторождение (Харбейское, I-1-34), одно проявление (Бадьяеганское, I-1-37) и 15 пунктов молибденовой минерализации в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах. Два из них (I-1-5, I-2-15) находятся вблизи Харбейского месторождения и Бадьяеганского проявления, а остальные сконцентрированы в среднем течении р. Лонготъёган в зоне одноименного разлома (I-5-4, II-5-2, II-5-9, II-5-12, II-5-13, II-6-1, II-6-2, II-6-3, II-6-4, II-6-5, II-6-8, II-6-11, II-7-7). Все они относятся к грейзеновой вольфрам-молибденовой рудной формации.

Кроме того, молибден вместе с железом присутствует в рудах скарно-во-магнетитовой формации (проявление Костальбейское – II-7-5, пункты минерализации II-7-1, II-7-2, II-7-3, II-7-6) и с золотом – в объектах молибден-меднопорфировой формации (проявление Реальгаровое – III-4-3, пункт минерализации III-4-8). С последними пространственно связаны два вторичных геохимических ореола молибдена.

Месторождение молибдена Харбейское (I-1-34) находится на северо-западе площади, в 2,5 км от устья руч. Молибденитовый, левого притока р. Большой Харбей.

Месторождение открыто в 1944 г. геологом Г. П. Софроновым при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000. В 1946 г. Харбейской ПРП проведены детальные поисковые работы. Обнаружено 45 молибденсодержащих жил. С 1947 по 1954 г. проводились геологоразведочные работы. Разведка осуществлялась путем проходки магистральных канав, отдельные крупные жилы прослежены расчистками по простиранию. Штольнями, штреками, ортами месторождение разведано на трех горизонтах – 188, 148 и 108 м. Буровыми скважинами месторождение изучено до глубины 400 м. В целях разведки и эксплуатации пройдены две шахты – Разведочная и Капитальная с системой горизонтальных горных выработок.

В конце 1951 г. вступила в строй обогатительная фабрика, на которой в 1951–1953 гг. обрабатывалась молибденовая руда. В 1954 г. фабрика остановлена на консервацию в связи с нерентабельностью отработки месторождения.

Месторождение расположено в пределах западного обрамления Харбейского блока и приурочено к периклинальному замыканию Харбей-Ханмейской антиклинали, осложненной поперечной субширотной складкой. Пликативные структуры пересекаются долгоживущими крупными разрывами северо-западного направления. Структурный рисунок Харбейского рудного поля осложняется также интрузиями гранитоидов. К восточному

экзоконтакту одноименного гранитного массива адамеллит-гранитовой формации ($V-C_1$) и приурочено месторождение. Породы экзоконтакта представлены метаморфизованными кварцевыми диоритами [68] и вулканогенно-осадочными образованиями верхнехарьбейской свиты (RF_2vh). Свита сложена зелеными и амфибол-хлоритовыми сланцами, в которых сохранились реликты вулканогенных пород среднего состава. Терригенная составляющая представлена кварц-серицитовыми и углеродистыми сланцами, метаморфизованными песчаниками. Породы верхнехарьбейской свиты и кварцевые диориты пересекаются серией жильных пород – порфировыми кварцевыми риолитами, риодацитами, диорит-аплитами, микрогаббро, роговообманковыми габбро, метадолеритами. Наибольшее развитие имеют секущие дайки метадолеритов.

Дизъюнктивные нарушения представлены субмеридиональными Магнетитовым и Восточным разломами и рядом более мелких взбросов и сдвигов. На участке месторождения развиты четыре системы трещин разной ориентировки: 1) сколовые с простиранием $30-50^\circ$ и падением на юго-восток под углом $50-60^\circ$; 2) сколовые с простиранием $330-350^\circ$ и падением на северо-восток под углом $40-60^\circ$; 3) отрывы с простиранием $270-290^\circ$ и падением на север под углами от $45-60^\circ$ до 90° ; 4) неясного генезиса с меридиональным простиранием и восточным падением под углом $20-30^\circ$ (развита слабо). Наиболее интенсивно проявлена первая система трещин, к которой приурочено подавляющее большинство рудных жил.

Породы, непосредственно вмещающие кварцевые рудные жилы, относятся к аподиоритовым плагиоклаз-амфиболовым гнейсам, которые также претерпели значительные гидротермальные изменения. Среди измененных пород установлены пропилиты, роговики, кварц-мусковитовые, кварц-мусковит-турмалиновые грейзены, кварц-кимрит-альбитовые метасоматиты, березитизированные породы [35].

Рудная зона вытянута по простиранию на 750 м. Промышленная концентрация в ней прослеживается на 500 м. Средняя мощность составляет около 50 м при содержании молибдена 0,02%. Общее количество жил и прожилков превышает 1000.

В пределах зоны выделяются четыре подзоны.

Первая подзона представлена двумя сложными жилами – Главной и Ветвистой, сопровождаемыми сетью мелких жил и прожилков, образующих штокверк. Подзона прослежена на 700–750 м, мощность ее от 3,5 до 17,8 м, среднее содержание молибдена 0,08–0,12%. Подзона пригодна для промышленной отработки в целом. Вторая подзона расположена в 30–40 м от первой, прослежена на 350–400 м при мощности 12–18 м. Промышленное значение имеет жила Двойная. Третья подзона находится в лежащем боку рудной зоны, в длину прослежена на 400 м, мощность – 10–15 м. Подзона состоит из двух жил – Новой и Незаметной. Промышленное значение имеет жила Новая. Четвертая подзона вскрыта только скважинами. Средняя мощность – 11 м, максимальная достигает 40 м. Подзона состоит из 37 жил и прожилков.

Молибденит на месторождении представлен двумя генерациями и содержит разное количество рения, изоморфно входящего в его кристаллическую

структуру. В кварцевых жилах молибденит крупночешуйчатый, в нем 0–2,8 г/т рения; в мелких жилках, сопровождаемых турмалинизацией, молибденит мелкочешуйчатый, содержащий до 758 г/т рения, кроме того, присутствуют теллур в количестве до 20 г/т и селен до 60 г/т.

Минеральный состав рудных кварцевых жил простой и достаточно однотипный. Жильные минералы представлены кварцем с подчиненным количеством кальцита, мусковита, хлорита и незначительной примесью биотита, турмалина, флюорита, граната. Из рудных минералов преобладает молибденит, сопровождаемый пирротинном, халькопиритом, реже шеелитом. В незначительном количестве присутствуют пирит, сфалерит, висмутин, галенит, самородные медь, висмут и золото; борнит, сульфосоли, сульфотеллуриды, касситерит. Гипергенные минералы, развитые до глубины 10 м, представлены мельниковитом, марказитом, повеллитом, азурином, малахитом, купритом, лимонитом. Главным полезным компонентом рудных жил является молибден, содержание которого, по данным химических анализов двух технологических проб, составляет 1,32–1,50%. Среднее содержание молибдена и других компонентов в пяти основных рудных жилах приведено в табл. 2, химический состав руд – в табл. 3.

Таблица 2

**Содержание (%) полезных компонентов в рудах
Харбейского месторождения [161]**

№ п/п	Наименование жилы	Mo (общ.)	Mo (окисл.)	WO ₃	Cu	P ₂ O ₅	Примечание
1	Главная	0,17	0,02	0,02	0,03	0,22	Следы Pb, Bi Не обнаружены Sn, As, Au, Ag
2	Верхняя	0,12	0,016	0,014	0,04	0,23	
3	Ветвистая	0,25	0,011	0,012	0,02	0,22	
4	Двойная	0,16	0,02	0,03	0,015	0,23	
5	Новая	0,18	0,009	0,028	0,03	0,26	
	Среднее	0,16	0,015	0,02	0,024	0,23	

Таблица 3

Химический состав руд Харбейского месторождения [125]

Оксиды	Проба 1	Проба 2	Элемент	Проба 1	Проба 2
SiO ₂	69,15	87,86	S	0,90	1,08
Al ₂ O ₃	13,34	3,73	Fe	2,63	1,68
CuO	2,94	1,8	Cu	0,05	0,05
MnO	2,10	н/о	Pb	0,01	0,062
K ₂ O+Na ₂ O	4,42	н/о	Mn	0,13	н/о
P ₂ O ₅	0,21	н/о	Zn	Сл.	0,03
TiO ₂	0,5	0,10	Sn	Сл.	0,02
Mo _{общ.}	1,32	1,50	V, Ni	Следы	
Mo _{окисл.}	0,01	0,10	Co, Cd	Следы	
WO ₃	0,03	н/о	Bi, As	Следы	

Спектральный анализ 11 штучных проб показал наличие следующих химических элементов (%): Ti – 0,06–0,3; V – 0,003–0,01; Co – 0,001–0,03; Cu – 0,01–1,0; Pb – 0,003–0,06; Zn – 0,03, Mo – 0,001–1,0, W – до 1,0; Sn – 0,001–0,1; Bi – 0,003–0,06; Zr – 0,003–0,01; Be – 0,0003–0,001; Laсл. – 0,003; Y – 0,003–0,01; Yb – 0,0003–0,001; Sc – 0,003–0,01. В рудах в промышленных концентрациях присутствуют благородные металлы: Ag – до 10 г/т, Au – до 0,5 г/т, Pt – 0,2–1,2 г/т, а также Sn – 100 г/т. Одним из важнейших попутных компонентов является вольфрам в форме молибдошеелита и шеелита, которые содержат достаточно высокие концентрации редких металлов и редких земель – от 324 до 3820 г/т: Ce_2O_3 – 10–1000 г/т, Y_2O_3 – 80–1000 г/т; Nb_2O_5 – до 560 г/т [60]. Содержание радиоактивных элементов изменяется в следующих пределах: U – от 2 до $13 \times 10^{-4}\%$; Th – от менее 2 до $27 \times 10^{-4}\%$. Максимальные концентрации отмечаются в гранитоидах Харбейского массива.

Радиометрический фон вмещающих пород и руд не превышает допустимых норм.

В 1952 г. на месторождении был произведен подсчет запасов по состоянию на 1.10.1952 г. Балансовые запасы категорий В+С₁ составили 620 т молибдена, запасы категории С₂ – 740 т молибдена, общие запасы – 1360 т. Оперативный подсчет запасов, произведенный в 1954 г. по состоянию на 1.05.1954 г. до глубины 435 м, дал некоторый прирост запасов. Запасы категории В подсчитаны в количестве 116,48 т Мо; С₁ – 794,93 т; С₂ – 862,56 т. Итого балансовых запасов получено 1773,97 т при среднем содержании молибдена 0,14%. Забалансовые запасы составили 151,45 т при содержании молибдена 0,056%. Общие запасы Харбейского месторождения оценены в размере около 2 тыс. т. Утверждение состоялось в 1953 г. (протокол ВКЗ № 7957 от 13.02.1953 г.). В дальнейшем общие запасы молибдена на месторождении были переоценены на 1.01.1998 г. в 15 тыс. т [142].

На 1.01.2010 г. В минерально-сырьевой базе УРФО по Харбейскому месторождению учтены балансовые запасы молибдена по категориям А+В+С₁ – 0,706 и по категории С₂ – 0,711 тыс. т, которые находятся в Нераспределенном фонде.

В 4 км к западу от Харбейского месторождения находится Бадьяганское проявление молибдена (I-1-37). Расположено оно на левобережье р. Бадьяган, правого притока р. Большой Харбей. Проявление было открыто В. Н. Гессе в 1950 г. при проведении геолого-поисковых работ масштаба 1 : 50 000. В 1951 г. на проявлении были поставлены поисково-разведочные работы под руководством И. Л. Соловейчика [185]. В связи с отсутствием промышленных концентраций полезных компонентов дальнейшие работы на участке остановлены.

В тектоническом отношении проявление расположено в пределах Харбейского блока и приурочено к полосе развития аподиоритовых плагиоклаз-амфиболовых гнейсов и сланцев верхнехарбейской свиты (RF₂vh), вытянутой вдоль свода Харбей-Ханмейской антиклинали. На участке отмечаются аподолеритовые амфиболиты, кварцевые кератофиры, плагиогранито-гнейсы. Молибденовое оруденение приурочено к серии редких, маломощных и коротких жил кварцевого и кварц-полевошпатового

состава, залегающих согласно. Простираение жил 28–52°, углы падения 35–60°. Рудная зона расположена в лежачем крыле гнейсов вблизи контакта их с кристаллическими сланцами. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, борнитом и молибденитом, из нерудных, кроме кварца, присутствуют карбонат, мусковит, эпидот. Химический анализ 11 бороздочных проб показал содержание молибдена от следов до 0,028%, меди – от 0,12 до 2,91%, установлено наличие WO_3 от следов до 0,05% [34].

В районе среднего течения р. Лонготъёган пункты грейзеновой молибденовой минерализации установлены главным образом по ручьям Мелкорыбный, Костальбей и Тальбейшор среди пород лаптаюганской свиты (PR_{1lp}). Все эти пункты детально описаны К. Н. Прядкиным, В. Н. Гессе [173, 123]. Однако никому из последующих исследователей, начиная с К. И. Прохоровой [170], в том числе и авторам настоящего отчета, несмотря на тщательные поиски, не удалось найти ничего, кроме единичных зерен молибденита.

На р. Лаптаеган нами установлены вторичные литогеохимические ореолы Mo, W (III-4-5) и Mo, Mn (III-4-10). Точечные геохимические аномалии молибдена отмечены в районе среднего течения р. Малый Ханмей.

Вольфрам. Редкие знаки шеелита установлены в шлихах по р. Малый Харбей (I-2-7). В элювиально-делювиальных отложениях в районе руч. Хартманюшор выявлен площадной литогеохимический ореол вольфрама и молибдена (III-4-5).

Вольфрам присутствует в рудах Харбейского молибденового месторождения (I-1-34) в виде шеелита. Запасы вольфрама оцениваются в 110 т.

В скважинах 13 и 13-бис Обского профиля (IV-1-3) на глубине 130–188 м вскрыты вольфрамоносные пески.

Алюминий. Проявление диаспор-бемитовых бокситов (IV-2-6) с содержанием глинозема до 40–50% [168] известно в районе золото-магнетитового месторождения Новогднее-Монто, на участке *Тоупугол*. Здесь горными выработками изучена часть разреза эффузивно-осадочных образований, относимых ранее в целом к силуро-девонскому возрасту, а в настоящее время рассматриваемых как тоупугольбегартская толща ($D_{1-2}tg$). Проявление приурочено к выходам крупного массива рифогенных известняков со слоистыми известняками в обрамлении.

Висмут. В ходе ГДП-200 вторичный площадной литогеохимический ореол висмута оконтурен на р. Евъёган (III-1-6) [133].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Тантал, ниобий. Редкометалльная минерализация известна в междуречье Лонготъёган–Лаптаеган и располагается на продолжении рудоносной зоны, вмещающей тайкеускую группу тантал-ниобий-редкоземельных месторождений (лист Q-42-I, II).

В альбитизированных, флюоритсодержащих гранитах локализуются шесть пунктов минерализации тантала и ниобия (I-3-4, I-3-23, II-3-1, II-4-2, II-4-3, II-4-4). Содержание полезных компонентов в пробах следующее: ниобия – до 0,1–0,3%, тантала – до 0,01–0,03%, олова – до 0,1% [195]. Все пункты отнесены к редкоземельно-редкометалльной апогранитовой рудной формации.

Тантал, ниобий, редкие земли. В районе восточного побережья оз. Хартманюто, по данным В. А. Чепкасова [198], в гранитогнейсах и пегматитовых жилах установлена повышенная концентрация Ta_2O_5 – 0,003–0,005%, Nb_2O_5 – 0,011–0,014%, TR – 0,03–0,05% (II-4-11).

Редкие земли. Редкоземельные элементы на площади работ содержатся в аксессуарных минералах гранитов и пегматитов, образуя одно проявление – Яршорское (II-5-7) и девять пунктов минерализации (I-2-11, II-3-4, II-4-7, II-4-8, II-4-9, II-4-16, II-4-17, II-4-18, II-5-14). Впервые эти элементы были обнаружены Т. К. Кожинной и исследовались О. А. Алешковой в 1955 г.

Проявление Яршорское (II-5-7) расположено на правом берегу руч. Яршор, выше устья р. Бадьяшор. В 100 м к юго-западу от проявления выделен аналогичный пункт минерализации (II-5-14). На участке проявления А. К. Афанасьевым [105] проводились поисковые работы, которые включали радиометрическую съемку, профильное металлометрическое опробование коренных пород, проходку канав.

Участок проявления находится на пересечении Лонготюганского северо-западного и Лаптаеганского север-северо-восточного разломов, на центри-клинальном замыкании Яршорско-Сандибейской синклинали. В коренных выходах по руч. Яршор и в развалах выходят на поверхность породы лаптаюганской свиты (RF_1/p). Среди гнейсовой пачки выделяются согласные тела гранитоидов сядатаяхинского комплекса ($\gamma V-C_1s$). На участке широко проявлены гранитизация, окварцевание, вдоль тектонических нарушений отмечается слабое проявление натрового метасоматоза, с которым ассоциирует флюорит.

По результатам профильного металлометрического опробования коренных пород выделены две зоны с повышенным содержанием ниобия и иттрия. Первая зона находится в юго-западной части участка среди амфибол-биотитовых сланцев с гранатом. Протяженность зоны – 400–500 м. Зона контролируется тектоническим нарушением северо-западного направления. Мощность зоны – 30–60 м. Вторая зона расположена на востоке участка среди гранитогнейсов. Наибольшее содержание редких земель цериевой группы (сумма 0,042%) зафиксировано в гранитизированных малослюдистых кварц-полевошпатовых гнейсах с частыми прослоями эпидот-амфибол-биотитовых гнейсов.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади работ расположено три малых месторождения золота: два коренных и одно россыпное, семь проявлений, 71 пункт минерализации и 29 шлиховых потоков.

Коренные месторождения (Новогоднее-Монто и Петропавловское), а также ряд близлежащих проявлений и перспективных на золото участков образуют Тоупугол-Ханмейшорский рудный узел (3.1.1. Au, Fe). Золотое оруденение узла считается полигенным и связывается с двумя рудными формациями: железорудной скарново-магнетитовой золотосодержащей и золото-сульфидно-кварцевой. На месторождении Новогоднее-Монто, проявлениях Аномальное и Караченцева проявились обе формации, а на месторождении Петропавловское и проявлениях Придорожное, Карьерное, Тоупугольское и Ханмейшорское развито преимущественно золото-сульфидно-кварцевое оруденение. В связи с пространственным совмещением рудных формаций подгруппы «Золото» и «Золото, железо» рассматриваются здесь совместно.

Золото. Золото, железо. В 2009 г. завершена разведка месторождений Новогоднее-Монто (IV-2-5) и Петропавловское (IV-2-8). Технологические испытания подтвердили, что золото находится в неупорной форме и извлекается прямым цианированием. В дополнение к значительным золотым ресурсам, оцененным в соответствии с Кодексом JORC, Новогоднее-Монто обладает запасами богатых магнетитовых руд, а также щебня в неминерализованных породах вскрыши. Владелец лицензии – группа компаний «Петропавловск» готовит запасы золотых руд обоих месторождений к промышленному освоению и в настоящий момент завершает работу над оптимальными схемами обогащения и планом отработки. В 2011 г. здесь начались вскрышные работы и добыча строительных материалов. Первая поставка щебня была осуществлена в первом квартале 2012 г. Производство золота запланировано в кратко-среднесрочной перспективе.

Золото-магнетитовое месторождение Новогоднее-Монто (IV-2-5) находится в 16 км к северо-востоку от ж/д станции Обская Северной ж/д, в истоках руч. Тоупугол. Месторождение открыто Р. М. Монто в 1960 г. при проверке аномалии, выявленной аэромагнитной съемкой масштаба 1:50 000 под руководством А. А. Латыпова. При проведении поисковых работ Новогодней партией [158] было установлено, что железные руды слагают несколько пластообразных тел чаще всего массивных магнетитовых руд мощностью до 62,5 м, которые переслаиваются с безрудными или магнетитсодержащими андезибазальтами и их туфами. Содержание железа в богатых рудах – 45–64%, в бедных скарнах 20–25%. Средняя мощность залежи – 28 м, общая протяженность – 540 м. Примерные запасы магнетитовых руд на глубину 300 м были подсчитаны в количестве 18 млн т. Разведка месторождения не проводилась [134, 195].

Повышенная концентрация золота была обнаружена при обследовании одноименных месторождений известняков и вулканогенных пород в 1993 г. [157]. Поисковым бурением в составе ГДП (ГГС)-50 [174] установлено

развитие золотого оруденения вне скарнов, в зонах пиритсодержащих метасоматитов. Поисковые и оценочные работы за счет средств Федерального бюджета проводились АОТ ПУГРЭ с 1995 г. до получения лицензии в 2002 г. ОАО «Ямалзолото», выполнявшего геологоразведочные работы до конца 2003 г. за счет средств бюджета ЯНАО, а позднее – за счет собственных средств.

В пределах месторождения развиты стратифицированные вулканогенно-осадочные (андезибазальтовые лавы, туфы) и карбонатные породы, в т. ч. мраморизованные известняки. Основной рифовый массив известняков мощностью более 200 м, к которому приурочено золото-магнетитовое оруденение, находится в центральной части месторождения. Интрузивные образования, сопровождающие формирование рудовмещающей вулканогенной толщи, представлены тремя комплексами – габбро-диорит-гранодиоритовым собским ($v-q\delta D_{1-2s}$), монцогаббро-граносиенитовым конгорским ($v-q\mu-q\mu D_{2-3kn}$), а также габбродолеритовым мусюрским ($\beta P-Tm$).

Наиболее ранним процессом метасоматических преобразований вулканогенных и гранитоидных пород является широко проявленная пропилитизация актинолит-эпидотовой, эпидотовой, эпидот-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фаций. Более поздние инфильтрационные известковые скарны с золото-сульфидно-магнетитовой минерализацией и ранние гидротермальные образования связаны с постмагматической стадией становления собского комплекса, а березит-лиственитовая формация – с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией, с дайковыми фазами конгорского и мусюрского комплексов. Магнетитовые руды имеют четкие контакты с вмещающими скарнами или мраморизованными известняками (кроме относительно редких случаев вкрапленных руд). Остальные руды выявляются только по результатам опробования. Границы рудных тел устанавливаются по кондициям месторождения [53].

Скарновые залежи располагаются в надинтрузивной кровле массива диоритов собского комплекса. Мощность скарновых тел достигает десятков метров, а протяженность – сотни метров. Магнетит развивается в скарнах вдоль их границ с известняками и в известняках в виде гнезд, линз и блоков, а также вкрапленности разной интенсивности.

Золото-сульфидное оруденение распространено внутри залежей магнетитовых руд с отчетливой тенденцией тяготения наиболее высоких концентраций золота к их лежачему боку и менее отчетливой – к висячему. В соответствии с утвержденными кондициями, скарново-магнетитовые и включенные в них золото-сульфидные руды выделяются в Магнетитовую залежь золото-магнетитовых руд. В нескольких случаях отмечено сопряженное залегание золото-сульфидно-кварцевых руд во вмещающих скарнах, магнетитовых рудах и мраморизованных известняках; в таких случаях кварцевая составляющая появляется совместно с золото-сульфидным оруденением в магнетитовых рудах, формируя с ней единую, наиболее богатую зону минерализации.

Золото-сульфидно-кварцевые руды приурочены к более поздним гидротермально-метасоматическим образованиям рудного поля – околотрещинным кварц-карбонат-слюдистым метасоматитам формации березитов или

березит-лиственитов. Они размещаются в центральных частях зон березитизации и представлены маломощными кварцевыми, карбонат-кварцевыми жилами и прожилками. Суммарная мощность зон березитизации в зонах трещиноватости достигает 10–15 м. Мощность кварцевой минерализации составляет первые сантиметры, редко первые десятки сантиметров при небольшой – первые метры – длине. Протяженность отдельных зон составляет первые десятки метров, но в сумме достигает сотен метров. Березитизированные породы, совместно с развивающимся в их центральных частях кварц-карбонатным прожилкованием и вкрапленностью сульфидов и золота, выделяются в минерализованные зоны с прожилково-вкрапленным золотым оруденением. На месторождении выделены три основных рудные зоны – Разведочная, Центральная (Жильная) и Восточная.

Разведочная и Центральная зоны располагаются на северном фланге месторождения в зоне Центрального разлома, Восточная приурочена к одноименному разлому и протягивается от его центральной части на восточный фланг. Эти три зоны представляют собой в структурном плане единую полосу север-северо-западного направления протяженностью 400 м. Характер распространения минерализации в них свидетельствует о ее формировании в условиях малоамплитудных праводвиговых деформаций по основной структуре с развитием системы опережающих субмеридиональных трещин отрыва. Падение зон крутое северо-восточное.

Прожилково-вкрапленная золоторудная минерализация прослеживается за пределами месторождения в северо-западном направлении еще на 1–1,5 км.

По естественному составу выделены руды двух технологических типов: золото-магнетитовые и золото-кварцевые. Главный рудный минерал золото-магнетитовых руд – магнетит трех генераций, в резко подчиненном количестве распространен пирит трех генераций, халькопирит и кобальтин, еще реже встречаются гематит, пирротин, арсенопирит, марказит. Текстура руд массивная, полосчато-пятнистая, пятнисто-вкрапленная. Соотношение сульфидов и магнетита определяет золотоносность руд этого типа. Золото самородное, очень мелкое и тонкое с размером зерен 0,001–0,04 мм, двух разновидностей: относительно низкопробное – 760–880 и высокопробное – 900–990. Главный рудный минерал золото-кварцевых руд – пирит, редким характерным минералом является галенит, еще реже – сфалерит. Встречаются халькопирит, гематит. Совместно с золото-кварцевыми рудами местами отмечаются золото-теллуридно-кварцевые, в которых наряду с перечисленными рудными минералами присутствуют алмаит, петцит и гессит. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом и кальцитом, отмечаются анкерит и доломит. Золото здесь очень мелкое и тонкое, относительно низкопробное – 830–860. Для всех типов руд характерно низкое содержание серебра. По фазовому анализу, золото обоих типов руд находится преимущественно в свободной форме (около 50%) и в открытых сростках (24–31%) – цианируемое; покрытое пленками и заключенное в минералах – 7–8%.

Гипергенные преобразования руд представлены нижней, глинисто-щелочной зоной коры выветривания. Руды, затронутые выветриванием,

отличаются от первичных лишь присутствием заметного количества глинистой фракции.

Подсчет запасов выполнен по постоянным разведочным кондициям для золото-магнетитовых руд и строительного камня для производства щебня и по параметрам временных кондиций для золото-сульфидно-кварцевых руд, утвержденным ТКЗ Уралнедра 28 марта 2007 г. (протокол № 35 от 19 марта 2007 г. заседания ТКЗ при Уралнедра). Запасы магнетитовой руды составляют 5,3 млн т, из них балансовые – 5,2 млн т или 97,2%. Тем не менее, в 2008 г. по решению ВИМС Государственным балансом было учтено 4,814 млн т забалансовой руды со средним содержанием железа 47,41%. Запасы золота по категории C_1 равны 7,2 т, по категориям C_1+C_2 – 9 т. Созданная разведочная сеть отвечает рекомендованной ГКЗ для оценки запасов категорий C_1 и C_2 месторождений 3-й группы сложности.

Месторождение Петропавловское (IV-2-8) расположено в 600 м к западу от месторождения Новогоднее-Монто. Открыто в 2004 г. как золоторудная зона Западная, приуроченная к субмеридиональному Новогодненскому разлому, общей протяженностью 2700 м. Ее центральная часть длиной 1100–1200 м и шириной до 150–200 м представляет собой субвертикальную штокверковую зону в гидротермально измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах и прорывающих их гранодиоритах и рассматривается как месторождение Петропавловское [52].

Месторождение приурочено к субмеридиональному тектоническому блоку, ограниченному телами диоритов и сложенному дислоцированными вулканогенно-осадочными породами, при незначительном участии в разрезе известняков. Рудовмещающая толща представлена вулканическими и туфогенно-осадочными породами тоупугольской толщи (S_{1-2tp}), обрамленными с запада и востока меридиональными дайкообразными выходами апикальных частей интрузивного массива габбротоналитов собского комплекса и прорванными дайками диоритовых порфириров, порфирировых метадолеритов и лампрофиров мусюрского комплекса.

Восточный фланг рудовмещающей толщи ограничен падающим под углом 30–50° на восток субмеридиональным дайкообразным телом диоритов собского комплекса мощностью от 30 до 70 м. Западный фланг месторождения ограничен тектоническим контактом с диоритами. Контакт имеет характер тектонического шва-сместителя и является рудоконтролирующим элементом структуры.

Породы рудовмещающей толщи метасоматически изменены процессами хлоритизации, серицитизации, альбитизации, карбонатизации, окварцевания и калишпатизации.

Оруденение представляет собой линейную штокверковую зону, в пределах которой золото концентрируется в виде многочисленных сложноветвящихся линз разной мощности и протяженности. Распределение золота в рудах неравномерное: на фоне рядовых содержаний 1–5 г/т встречаются отдельные, очень богатые участки с содержанием золота до 200–400 г/т, приуроченные к кварцевым жилам.

Рудные тела имеют субмеридиональное простирание, пологое южное погружение и субвосточное падение от пологого до 45–50°. Также установлено наличие маломощных (1–2 м) кварцевых, реже кварц-аль-

битовых жил, несущих золото-серебряное оруденение. Данные жильные тела выполняют осевые части зон березитоподобных метасоматитов субмеридионального простирания с выходом на флангах в диориты собского комплекса. Кроме того, установлены относительно редкие поперечные кварц-малосульфидные жилы мощностью от 0,2–0,3 до 1,5–3,0 м с золото-теллуридной минерализацией и нередко с выдающимися и ураганскими (до 420 г/т) концентрациями золота.

Рудные тела в разрезе и плане представлены серией сложно сочленяющихся линзовидных тел с содержанием золота бортового от 0,5 до первых десятков г/т. При более низких ограничивающих содержаниях они сливаются в единую мощную штокверковую рудную зону, границы которой устанавливаются лишь по результатам опробования. Наиболее выдержанным является тело, приуроченное к восточному эндоконтакту вулканогенных пород андезитовидного комплекса тоупугольской толщи с лежащим боком тела диоритов собского комплекса и контролируемое этим контактом. Это тело выходит на дневную поверхность в северной части штокверковой зоны в виде меридиональной залежи ячеистого строения шириной 40–60 м с восточным падением и пологим южным склонением. Вертикальная мощность ее колеблется от 20 м на севере до 100–120 м на юге. Среднее содержание золота колеблется от 2,6 до 11,57 г/т.

Основными рудными минералами являются пирит и магнетит. Из нерудных минералов наиболее распространены кварц, альбит, хлорит, карбонат, серицит. В качестве попутного компонента присутствует серебро, но с весьма низким содержанием – 3,6 г/т.

На 1.01.2012 г. В анализе минерально-сырьевой базы Департамента по недропользованию по Уральскому федеральному округу по месторождениям Новогоднее-Монто и Петропавловское в целом учтены 14 т золота по категории С₁ и 3 т по категории С₂, находящиеся в Распределенном фонде.

В непосредственной близости от месторождений расположены проявления Карьерное и Караченцева, образуя вместе с ними Новогодненское рудное поле.

Проявление Карьерное (IV-2-12) выявлено в 1993 г. В ходе ГДП-50 [174] и находится в 2 км к юго-западу от месторождения Новогоднее-Монто. Золотое оруденение представлено золото-(сульфидно)-кварцевым типом и приурочено к зонам смятия субмеридионального простирания. Эти зоны размещаются среди подушечных лав андезибазальтов и в перекрывающих их конгломерато-гравелито-песчанистых вулканогенно-осадочных породах тоупугольской свиты, прорванных дайками порфириновых диоритов, относимых к 3-й фазе (жильной серии) собского комплекса, и дайками порфириновых метадолеритов мусюрского комплекса, секущих габброиды конгорского комплекса.

С зонами смятия сопряжены метасоматиты березит-лиственитового типа с кварцевыми, карбонат-кварцевыми жилами, несущими убогую сульфидную вкрапленность. Протяженность выявленных тел метасоматитов – 100–150 м, мощность – 10–30 м, мощность обогащенных сульфидами участков – 1–2 м. Падение зон и заключенных в них жил крутое. По падению метасоматиты прослежены до 280–380 м.

Сульфидная минерализация в метасоматитах распределена неравномерно и проявлена в виде гнезд, прожилков и тонкой вкрапленности. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, борнитом. Количество меди – до 1–2%, содержание золота в целом низкое (0,2–0,5 г/т). Наиболее высокие концентрации золота (до 10 г/т) и меди (от 1,76 до 2,35%) приурочены к жилам карбонат-кварцевого состава. Мощность отдельных жил – от 5 до 50 см, протяженность – до 5 м.

Проявление Караченцева (IV-2-10) примыкает с юга к месторождению Новогоднее-Монто и является его структурным продолжением. Комплекс аномалий также аналогичен: сопряженные магнитная, ВП и привноса калия. Основная часть участка сложена плутонитами собского и конгорского комплексов, и только в центральной части обнажаются вулканогенно-осадочные породы тоупугольской толщи. Поисковые скважины вскрыли в северной части участка оруденение золото-сульфидно-кварцевого типа, локализованное в кварц-слюдистых метасоматитах по диоритам и габбро с содержанием золота от 1,15 до 11,38 г/т. В центральной части продуктивная толща приурочена к контакту мраморов и вулканогенных пород. По данным кернового опробования, оруденение золото-сульфидно-магнетитового скарнового типа содержит в концентрациях до 4,75 г/т.

К северо-западу от Новогодненского выделено Ханмейшорское потенциальное рудное поле [53], которое включает проявления Аномальное, Ханмейшорское и Тоупугольское.

Проявление Аномальное (IV-2-2) расположено в 3,5 км к северо-западу от месторождения Новогоднее-Монто. В геологическом плане оно находится на пересечении разломов субмеридионального и запад-северо-западного направления в купольно-надынтризивной зоне Ханмейшорского выступа Собского габбро-диорит-гранодиоритового массива и сложено вулканогенно-осадочными образованиями тоупугольской толщи. Продуктивные породы по составу аналогичны месторождению Новогоднее-Монто и представлены вулканогенно-осадочными породами, мраморизованными известняками, а также скарнами и сульфидизированными магнетитовыми рудами, слагающими тела пластообразной и линзообразной формы мощностью до 6 м, содержащими до 3,44 г/т золота. Рудные тела прослежены буровыми скважинами по простиранию на 360 м и падают на юго-запад под углами 35–50°. Сульфиды представлены пиритом, реже халькопиритом. Кроме магнетитовых руд, повышенное (1,18–2,7 г/т) и высокое (16,5–45,3 г/т) содержание золота отмечено в кварц-полевошпатовых метасоматитах по диоритам собского комплекса.

Проявление Ханмейшорское (III-2-11) расположено на правом берегу руч. Ханмейшор, в 3,3 км выше устья руч. Соколиный. Вскрыто скважинами С-7, С-8, Р-5, ТХ-118. В строении проявления участвуют кварцевые диориты-гранодиориты собского комплекса, прорывающие вулканиды тоупугольской толщи. Проявление локализовано в пропилитизированных диоритах и представлено серией кулисообразных крутопадающих зон развития кварц-карбонатных прожилков и сопровождающих их метасоматитов кварц-полевошпатового и кварц-карбонат-хлорит-серицитового составов. К ним приурочена прожилково-вкрапленная, существенно пиритовая

золоторудная минерализация. В небольшом количестве присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит. Содержание золота в них варьирует от десятых долей до 3–4 г/т. В одной из скважин установлено рудное пересечение мощностью 10,8 м со средним содержанием золота 2,4 г/т (от 1,62 до 3,4 г/т).

Проявление Тоупугольское (IV-2-11) примыкает с запада к проявлению Карьерное. С поверхности включает пять магнитных аномалий общей площадью более 300 тыс. м², образующих сложную линейную структуру, окаймляющую крупное поле привноса калия. Вулканиды тоупугольской толщи, занимающие основную часть участка, представлены преимущественно туфами среднего–основного состава. В юго-западной части участка развиты вулканогенно-осадочные породы, среди которых различаются туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты, включающие линзу серых известняков северо-восточного простирания. Жильный комплекс представлен порфировыми метадолеритами, метагаббродолеритами, диоритами. Канавами вскрыты брекчиевидные, метасоматически переработанные известняки и вулканиды с неравномерной сульфидной минерализацией. По данным бороздового опробования, содержание золота – 0,15–0,36 г/т. Буровыми скважинами выявлено золотое оруденение в линзах магнетитовых руд – до 6,4 г/т и в окварцованных скарнах – 14,0 г/т.

Кроме рассмотренных месторождений и проявлений, в пределах Тоупугол-Ханмейшорского узла, по геолого-геофизическим данным, установлен целый ряд перспективных участков, включающих проявление и пункты золоторудной минерализации (III-2-10, III-2-12, IV-2-7, IV-2-9, IV-2-13, IV-2-14, IV-2-16, IV-3-1) [112].

Многочисленные пункты и отдельные пробы с аномальным содержанием золота выявлены в районе Харбейского месторождения на ручьях Медный (I-1-7), Кузьшор (I-1-22, I-1-23), Водопадный (I-1-24), Югидшор (I-1-29, I-1-33), Бадьяёган (I-1-36). При заверке установлено, что все они имеют однотипные характеристики и представляют собой зоны слабого метасоматического преобразования углеродистых сланцев и основных метавулканитов минисейшорской свиты (RF₂mn), сопровождаемого сульфидизацией пород. Зоны имеют изменчивое простирание от субширотного до юго-западного, трассируя Кузьшорский сутурный шов (2) и серию его субпараллельных кулис. Количество сульфидов – 1–3%, редко достигает 5%. Содержание золота – от десятых долей до 6 г/т. Наиболее вероятная формация оруденения – золото-сульфидная.

Пункты минерализации золота на р. Большой Харбей (I-1-41) и его притоках – ручьях Кузьшор (I-1-21), Молибденитовый (I-1-14, I-1-31), Скалистый (I-1-44), Ровный (I-1-47), пространственно сближенные с проявлениями и пунктами минерализации меди, представлены маломощными жилами кварца с вкрапленностью сульфидов железа, меди в зальбандах и содержанием золота от десятых долей грамма до 2 г/т [133].

Сближенные пункты золото-медной минерализации установлены нами в междуречье Малый Ханмей–Большой Ханмей с притоками – руч. Парноеган и Приквасьшор (II-1-7, II-2-6, II-2-7, II-2-12, II-2-9, II-2-10). Эти объекты локализованы в метаморфитах лаптаюганской (PR₁lp) и париквасьшорской

(PR_{1pr}) свит, содержащих кварцевые жилы. В зальбандах жил и во вмещающих породах повсеместно отмечаются медная зелень и борнит. В одной из жил в ассоциации с борнитом отмечено видимое золото. Содержание золота в пробе – 0,7 г/т (атомно-абсорбционный анализ). Из протолочной пробы выделено 30 знаков золота размером от 0,1 до <0,05 мм. Зона прослежена на 9 км, от низовья р. Парноеган до ее верховья и далее на северо-запад. По совокупности поисковых признаков (пропилиты, кварц-карбонатные жилы и сопутствующая медная минерализация) суммарная мощность зоны оруденения составляет 2,5–3 км. Оруденение, по-видимому, связано с дайками долеритов, закартированными нами по верхнему левому притоку р. Парноеган, предположительно принадлежащими к яляхинскому комплексу (εT₃-J_{1jj}).

Большое количество сближенных пунктов минерализации расположено в междуречье Лаптаегана и Лонготъёгана, в верховьях. Золотое оруденение локализовано в гнейсах ханмейхойской (PR_{1hn}) свиты, отчасти в гранитоидах сядатаяхинского комплекса (γV-С_{1s}). Минерализованные зоны контролируются серией тектонических кулис Тайкеуского и Изъятинского разломов северо-западного направления. Эти же структуры вмещают маломощные дайки граносиенитов лонготского комплекса (γξP_{1n}). По внешним признакам здесь можно выделить два типа пунктов минерализации. Первый, вслед за А. П. Прямоносным, мы относим к редкоземельно-редкометалльной золотосодержащей формации тайкеуского типа. Сюда относятся пункты минерализации I-3-5, I-3-8, I-3-10, I-3-13, I-3-15, I-3-17, I-3-34, I-3-35, I-3-36, I-3-37, I-3-38, I-3-41, I-4-22, I-4-23, II-5-8, пространственно расположенные на продолжении Тайкеуского тантал-ниобиевого рудного узла. Зона совмещена с ореолами альбитизации и пунктами редкометалльного оруденения. Золотая минерализация представляет собой зоны сульфидизации мощностью до 10 м в альбитизированных гнейсах и гранитогнейсах. Спектральным анализом определено повышенное содержание меди (до 0,15%), серебра (до 1,5 г/т), ниобия (0,001–0,005%), молибдена (0,0015%), вольфрама (0,002%). Содержание золота 0,1–0,9 г/т (атомно-абсорбционный анализ).

Другой тип, установленный нами, связан с маломощными кварцевыми жилами и сопровождающими их зонами березитизации (I-2-3; I-2-8; I-2-13; I-3-12; I-3-14; I-3-18; I-3-19; I-3-21; I-3-24; I-3-25; I-3-26; I-3-28; I-3-29; I-3-30; I-3-32; I-3-40) и относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. В зальбандах кварцевых жил концентрируются халькопирит, сфалерит, галенит, пирит в объеме до 10%. Руды характеризуются повышенным содержанием цинка – до 1%, меди – до 1%, свинца – до 0,04%, серебра – 0,2–0,3 г/т, молибдена – от 0,1 до 0,6 г/т и висмута – от 0,1 до 0,5 г/т. Содержание золота – 0,5–2,6 г/т (атомно-абсорбционный анализ) [133].

Повышенное содержание золота установлено В. А. Чепкасовым в штуфных пробах из жил молочно-белого кварца без видимого оруденения (III-3-12 – 0,4 г/т, III-4-6 – 0,2 г/т, III-4-11 – 0,2 г/т, III-4-14 – 0,3 г/т) [198].

Как уже отмечалось в разд. «Хром», золото установлено нами в пределах ультраосновного массива Харчерузь, где оно встречается в самых

разных условиях: в хромитовых проявлениях (I-4-17, I-4-18, I-4-19), в безрудных или слабо минерализованных гипербазитах – гарцбургитах, верлитах (I-4-15, I-4-16, I-4-20, I-4-21), в экзоконтактной зоне массива в сульфидизированных метапесчаниках (I-3-3) и габброамфиболитах.

Золото, молибден. Повышенная золотоносность установлена также в шовной зоне, представленной Лаптаеганским разломом и его ветвями. Минерализованная зона локализуется в тектонической пластине, образованной долиной р. Лаптаеган и его притоком – руч. Ярейсоим. По простиранию оруденение распространяется от устья руч. Ярейсоим на юге до руч. Яршор на севере, охватывая территорию, известную как Яршор-Лаптаеганская перспективная площадь (рудный узел).

Наиболее изученным здесь является проявление Реальгаровое (III-4-3), расположенное в левом борту долины р. Лаптаеган и выявленное в 2001 г. в ходе прогнозно-поисковых работ. В 2004–2008 гг. проявление изучалось электроразведочными, геохимическими, горными и буровыми работами [147, 177].

В ходе работ выявлена сложная куполовидная структура размером 800×1200 м. Центральная часть ее сложена гранитами сядатаяхинского комплекса ($\gamma V-C_{1s}$) и кварц-биотит-полевошпатовыми кристаллосланцами, окварцованными и мусковитизированными, часто с вкрапленностью молибденита. В крыльях структуры залегают тела полевошпат-кварцевых метасоматитов с неравномерной, очень тонкой сульфидной минерализацией в количестве до 10–12% объема породы. Падение метасоматитов пологое с углами 5–25° в направлении от центра структуры. Мощность тел составляет от первых до 10–12 м. Характерной чертой является широкое проявление реальгаровой минерализации, которая непрерывной полосой окаймляет брахиструктуру полукольцом с северо-восточной, восточной и южной сторон. Отмечаются также пирротин, киноварь, арсенопирит, антимонит, галенит и блеклые руды. Из вторичных минералов, кроме гидроксидов железа, присутствуют аурипигмент, скородит, метацинобарит. Оценка золотоносности уч. Реальгаровый положительных результатов не дала.

Следует отметить, что уч. Реальгаровый захватывает ранее известное проявление молибдена, обнаруженное в 1960 г. В ходе геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [198, 202]. По нашим данным, в пределах участка проявления развито оруденение молибден-порфирового золотосодержащего типа. На правом берегу р. Лаптаеган, у северо-западного подножия высоты Ягодный выявлен пункт аналогичной золото-молибденовой минерализации (III-4-8). Рудная вкрапленность вскрыта карьером строительного камня, расположенным на 41-м км трассы Обская–Бованенково. Минерализация приурочена к телу гранодиоритов, залегающему в породах лаптаюганской свиты (PR₁lp). Кроме гранодиоритов, в карьере обнажаются жилы пегматитов и дайки гранит-аплитов. Молибденит присутствует в ассоциации с пиритом, халькопиритом и марказитом. Спектральный анализ показал повышенное содержание Cu – 0,1%, Mo – 0,09%, Ag – 0,5 г/т. Пробирным анализом установлено содержание Au – 0,3 г/т [133].

Следует отметить, что аналогичная минеральная ассоциация характерна для всех пунктов минерализации Яршор-Лаптаеганской зоны. Молибденовая минерализация в ассоциации с золотом отмечается в гранитах сядатаяхинского комплекса ($\gamma V - \text{C}_{1,s}$) и во вмещающих породах (пункты II-4-13, III-4-7, III-4-12, III-4-13).

Россыпное золото на площади работ распространено широко, но концентрация его очень слабая. При шлиховом опробовании золото отмечалось многими исследователями, в том числе и нами, почти по всем водотокам района в количестве от 1 до 10 знаков и (реже) более.

Наибольший интерес представляет собой Лонготъеганская россыпь (II-5-4), расположенная в среднем течении р. Лонготъеган.

Первые положительные результаты исследования золотоносности долины р. Лонготъеган были получены в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [198]. На косах и прирусловых щетках были обнаружены устойчивые многознаковые шлиховые ореолы, а на одном из террасовых сегментов выявлен золотоносный пласт мощностью 1,2 м со средним содержанием золота 100–200 мг/м³. В 1986 г. А. Н. Кудрявцевым [148] в процессе поискового бурения установлена золотоносность среднечетвертичного аллювия р. Лонготъеган (422 мг/м³), где между ручьями Яршор и Крутой детально изучены траншеями, копушами, шурфами три участка – Тройной, Яршорский и Мелкорыбный. Подсчитанные запасы по категории С₂ составили 200 кг при мощности торфов 1,5 м, мощности песков 1,0 м и среднем содержании золота 0,55 г/м³.

В 1997 г. Лонготъеганский участок был выставлен на конкурс для получения лицензии на право недропользования с целью проведения оценки россыпной золотоносности и одновременной отработки выявленных россыпей. Лицензию на право пользования недрами получило ЗАО «Полярная горная компания». С 1998 г. В рамках договоров о совместном проведении геологоразведочных работ с ЗАО «Полярная горная компания», а затем ОАО «Ямальская горная компания» ООО «Плейстоцен-Гео» проводил бурение скважин УКБ в среднем течении р. Лонготъеган на отрезке между устьями ручьев Яршор и Сланцевый.

Поисковыми работами пересечено два контура россыпи. Первый контур шириной 290 м для открытой добычи с характеристиками: мощность торфов – 11,9 м; мощность песков – 0,8 м; среднее содержание на пласт – 3,2 г/м³, на массу – 0,2 г/м³. Второй контур шириной 60 м для подземной добычи с характеристиками: мощность торфов – 33,4 м; мощность песков – 1,6 м; среднее содержание на пласт песков – 9,2 г/м³, среднее содержание на массу – 0,42 г/м³. Выявлено наличие погребенной долины шириной около 1 км и глубиной более 60 м. Тальвег отделен от современной долины четко выраженным водоразделом. Максимальное содержание золота – 0,35 г/м³ при мощности пласта 0,4 м приурочено к современной пойме р. Лонготъеган в каньонной части долины. По остальным выработкам отмечены лишь знаковые содержания, рассеянные по всей толще рыхлых отложений.

В 2000 г. Лонготъеганская россыпь изучалась Ямальской горной компанией [124]. В результате была подтверждена золотоносность террасового и пойменно-русового аллювия долины р. Лонготъеган на интервале между устьями ручьев Яршор и Костальбей. Наиболее интенсивная золотоносность, на уровне 0,5–1 г/м³, зафиксирована в пределах отрезка длиной 8 км между устьями ручьев Желтоводный и Сланцевый, где располагаются оцenenные скважинами УКБ фрагменты россыпи с суммарными запасами около 150 кг. Зафиксировано общее затухание золотоносности вниз по течению.

Небольшие шлиховые потоки установлены разными авторами и в других частях долины р. Лонготъеган (I-3-1, I-3-9, I-3-11, I-3-16, II-5-1, II-6-9) и по ее притокам – ручьям Каньонный (I-3-2), Костальбей (II-7-4, II-7-9), Нядэеган (II-6-15), Бадьяшор (II-5-6). Известны также шлиховые потоки по рекам Харбей (II-2-2, II-2-4, III-3-5), Лаптаеган (I-2-6, I-3-22, III-4-1), Большой и Малый Ханмей (III-1-3, III-2-5, IV-2-4), Большой и Малый Сандибей (II-5-15, II-5-16), Евъеган (III-1-2), Харута (I-6-3, I-6-5, I-6-6, I-6-7), руч. Яршор (I-3-31, I-3-33). Наиболее обстоятельное исследование россыпной золотоносности территории выполнено А. Н. Кудрявцевым с соавторами [148].

В *Харбейском* шлиховом потоке самое высокое содержание золота, по их данным, приурочено к тем отрезкам долины, где река дренирует низы разреза среднечетвертичного долинного комплекса. Долина в целом характеризуется спорадической знаковой и единично-знаковой золотоносностью (II-2-2, II-2-4). Здесь возможно выявление долинных и погребенных россыпей. Основной шлиховой поток (III-3-5) располагается на отрезке между устьями руч. Хартманюшор и р. Малая Няравеча, в зоне совмещения врезов, где долина реки, выходя из каньонов, дренирует отложения среднечетвертичной палеодолины. Повышенное (до 380 мг/м³) содержание золота приурочено к галечно-гравийно-песчаным породам с разным содержанием валунов. Золото обычно мелкое (до 1,0 мм), разной степени окатанности.

Шлиховой поток Лаптаеганский (III-4-1) располагается на правом берегу нижнего течения реки. Содержание золота в отложениях надпойменных террас достигает здесь 702 мг/м³ [148]. Потоки меньшего размера установлены и в аллювии верховьев реки, в пределах зоны кряжа (I-2-6, I-3-22). В процессе проведения шлихового опробования при геологических работах [202] здесь отмечено повышенное содержание золота, причем по крупности знаков (до 1,115 мм) проявление не знало себе равных. В шлихе пробы из приспаевого аллювия цокольной террасы обнаружено три мелких (около 0,1 мм), изометричных знака самородной платины, хорошей, до совершенной окатанности.

Шлиховые потоки рек Большой и Малый Ханмей (III-1-3, III-2-5, IV-2-4) открыты в 1951 г. К. Н. Прядкиным при проведении поисково-разведочных работ на россыпное золото. По их результатам была выявлена повсеместная золотоносность аллювия долины. Золото содержалось в количестве до 311 знаков во всех отобранных из шурфов и русловых отложений пробах. Позднее А. Н. Кудрявцевым [148] подтверждена устойчивая золотоносность аллювиальных отложений долинного комплекса, изменяющаяся от

единичных знаков до десятков мг/м³, составляя в среднем 2–5 мг/м³ в зоне кряжа и 10–20 мг/м³ в зоне педимента и на озерно-аллювиальной равнине. Наибольшее содержание металла (90–98 мг/м³) приурочено к нижним горизонтам пойменно-руслового аллювия. В отложениях I надпойменной террасы золото концентрируется в основании разреза, содержание его колеблется от единичных знаков до 10–15 мг/м³. Вторая надпойменная терраса характеризуется еще более низкой золотоносностью, не превышающей первых мг/м³. Отмечено, что в целом содержание металла закономерно увеличивается сверху вниз, достигая максимума на озерно-аллювиальной равнине.

Шлиховой поток установлен также на руч. Яршор (I-3-31, I-3-33). Золото здесь плохой и средней окатанности, с сохранением первичной крючковатой формы. В шлиховой ассоциации с золотом присутствуют пирит, шеелит, галеновисмутит. Золотоносными на всем протяжении долины являются мелко- и среднезернистые галечники с мелкими валунами, слагающие современную пойму и основание пойменной террасы. Золото в верхней трети мелкое, слабоокатанное, часто рудного облика, что отражает близкий коренной источник, здесь же появляется большое количество гальки серого интенсивно обохренного кварца с многочисленными гнездами выщелоченного пирита. Знаковый ореол мелкого слабоокатанного золота был установлен еще Ю. Ю. Эрвье [202]. В целом аллювиальные отложения современной поймы и пойменной террасы руч. Яршор характеризуются устойчивой единичнознаковой и местами весовой (до 105 мг/м³) золотоносностью.

Шлиховые потоки невысокой интенсивности известны также на реках Большой и Малый Сандибей (II-5-15, II-5-16). Весовая золотоносность террасового и пойменно-руслового аллювия установлена в результате шлихового опробования, проведенного Восточной ГСП [105]. Здесь установлены шлиховые ореолы с устойчивым знаковым содержанием металла, на фоне которого встречается явное весовое содержание золота (по присутствию в пробах металла средней крупности – 1–1,5 мм). Долины перспективны на выявление мелких по запасам россыпей.

Небольшие шлиховые потоки золота несут большинство других водотоков площади (I-6-3, I-6-5, I-6-6, I-6-7, III-1-2).

Г. Х. Буляков и Ю. И. Гольдфарб отмечают знаковые концентрации россыпного золота в толщах казанцевской толщи (am, mIII₁) в связи с тектоническими уступами на границе горной части Уральского поднятия и Западно-Сибирской равнины. По их данным, на дне карьера в 2,5 км южнее золоторудного месторождения Новогоднее-Монто, в отложениях кварцевых алевролитовых песков в 2001 г. было обнаружено скопление естественного черного шлиха с содержанием россыпного золота 3,44 г/м³. Размер зерен золота колеблется от 0,2 до 2–3 мм. Толщина крупного зерна 0,5–0,6 мм, мелких зерен – 0,1 мм. Промывка на лотке 22 бороздовых проб объемом по 0,02 м³ позволила проследить устойчивую знаковую золотоносность по всему горизонту [113].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. На крайнем северо-западе листа Q-42-VII, VIII С. П. Еремеевым и Ф. Ф. Таракановым [36] выделяется Западно-Харбейская урановорудная зона, в пределах которой локализуются девять проявлений урана. Формационная принадлежность урановых объектов определяется как полигенная в зонах несогласий [10].

Для всех проявлений урана Харбейской группы установлены прожилково-вкрапленный характер и общность минерального состава руд, а также набора сопутствующих урану элементов. В парагенетической связи с настураном выделяются кварц, серицит, цоизит, марказит, галенит. Более ранняя гидротермальная минерализация в этих же структурах представлена кварцем, эпидотом, цирконом, пирротином, халькопиритом, магнетитом, спорадически – молибденитом. В пределах проявлений урановая минерализация сопровождается аномальными (надкларковыми) содержаниями свинца, циркония, иттрия, цинка, менее часто – меди и ванадия, редко – молибдена.

Проявление урана Ново-Харбейское (I-1-35) расположено в 1,5 км северо-западнее устья руч. Молибденитовый – левого притока р. Большой Харбей. Проявление приурочено к массиву амфибол-плагиоклазовых гнейсодиоритов, прорывающему толщу зеленых сланцев минисейшорской свиты (RF_{2mn}), и в свою очередь интродуцированному на северо-западе Харбейской интрузией микроклин-пертитовых гранитов. Нередко среди гнейсодиоритов встречаются дайки долеритов и кварцевых порфиров, в разной степени метаморфизованных. Вдоль юго-восточного и северо-западного контактов диоритового массива прослеживаются зоны интенсивного рассланцевания и катаклаза, несущие сульфидную (молибденит, пирротин) и магнетитовую минерализацию. Южная часть более мощной северо-западной зоны разделяется на ряд относительно маломощных ветвей. Эти ветви следуют очертаниям относительно пологой складки (волочения?) в гнейсодиоритах и вмещают урановые проявления. Оруденение приурочено к рассланцованным и гидротермально измененным метадиоритам, залегающим в крыле рудовмещающей складки. Поисково-разведочными работами установлено и изучено шесть рудных зон протяженностью от 75 до 165 м при мощности от 0,2 до 5 м и содержании урана от 0,01–0,05 до 0,5%. В пределах оптимальной по параметрам оруденения рудной зоны оконтурено два линзовидных рудных тела длиной по простиранию 10–20 м при мощности соответственно 1,8 и 0,5 м и содержании урана 0,21 и 0,08%.

Проявление Водопадное (I-1-25) расположено в верховьях руч. Порфиритовый – левого притока р. Большой Харбей. Проявление приурочено к зоне рассланцевания, проходящей в северо-западном экзоконтакте Харбейской интрузии, в районе сочленения ее с поперечным разломом. Рудовмещающие апобазальтовые (кварц-серицит-хлоритовые) сланцы интенсивно гидротермально изменены (окварцевание, хлоритизация, сульфидизация) и падают согласно с контактом на юго-восток под углами 20–50°. Оруденение в пределах полосы измененных пород прослежено на 380 м. Выявлены девять рудных линз с прожилково-вкрапленной минерализацией,

восемь из которых имеют протяженность 0,5–1 м при мощности 0,15–2,0 м и содержании урана 0,001–0,003 %. Девятая линза, приуроченная к зоне сочленения рудовмещающей структуры с одной из ветвей секущего субширотного дизъюнктива, имеет длину 9 м и мощность 1,08 м при содержании урана 0,1 %. Урановое оруденение сопровождается ореолами Zr (до 0,15 %), Pb (до 1 %), Zn (до 0,35 %), Cu (до 1 %), V (до 0,1 %), Y (до 0,1 %), Yb (до 0,001 %). Интенсивность геохимического ореола и его состав характеризуют малый эрозионный срез рудоносной структуры.

Проявление урановой минерализации Сланцевое (I-1-27) находится в 300 м к юго-востоку от проявления Водопадное. Расположено на пологом юго-западном склоне горы, покрытом мощными (до 8 м) обломочно-щепенчатыми отложениями солифлюкционных террас. Открыто в 1961 г. при наземных гамма-поисках масштаба 1 : 10 000. В том же году на нем проведены гамма-поиски и магнитная съемка масштаба 1 : 2000 и пройдена канава объемом 250 м³.

Проявление приурочено к полосе сланцев, аналогичных вмещающим породам проявления Водопадное. Эти сланцы в виде узкого (около 50 м) языка субмеридионального простирания длиной 200 м вдаются в массив микроклин-пертитовых гранитов и содержат частые тонкие инъекции гранитного состава. Канавой вскрыты две зоны гидротермально измененных сланцев с урановой минерализацией. В первой зоне оруденение установлено в линзе размерами 0,1 × 0,7 м при содержании урана 0,08 %. Вторая зона, параллельная первой, при мощности около 1,5 м характеризуется низкой радиоактивностью (30–55 мкР/ч). В указанных зонах отмечается обычная для харьбейской группы проявлений урановой минерализации ассоциация рудных минералов: пирротин, халькопирит, галенит, настуран, сфалерит и марказит.

Проявление урана Базисное (I-1-16) находится к северу от пос. Харьбей, на плоском водоразделе ручьев Сланцевый и Канавный и в крутом борту долины руч. Сланцевый. Проявление выявлено в 1961 г. пешеходными гамма-поисками масштаба 1 : 10 000. В 1961–1962 гг. оценивалось комплексом детальных наземных поисков и горно-буровых поисково-разведочных работ.

В геологическом строении площади участвуют древние метаморфические парасланцы, метаморфизованные долериты и базальты порфириковой структуры, гранитогнейсы, прорванные телами гранодиоритов, гранит-порфиоров, серпентинитов, дайками долеритов. Проявление располагается в пределах субмеридионального, падающего на восток под углом 50° дизъюнктива, согласного общему простиранию пород. Нарушение проходит в восточной контактовой зоне массива гранодиоритов и вмещает интрузию альбитизированных гранит-порфиоров, а также многочисленные дайки долеритов. Позднейшие подвижки по этому дизъюнктиву и поперечному базисному разлому привели к образованию широкой (около 300 м) полосы многочисленных мелких согласных нарушений типа межпластовых срывов. Эти нарушения и вмещают урановое оруденение. Минерализация встречается в гранит-порфирах, реже в гранодиоритах. На дневной поверхности установлены развалы минерализованных настураном пород с радио-

активностью 50–2500 мкР/ч и содержанием урана 0,001–0,002 %, в одном случае 0,62 % на мощность 0,1 м. Пройденной на участке штольной вскрыты три рудные зоны (интервалы: 33–36, 69, 286–289 м) протяженностью от 8 до 75 м, содержащие 11 рудных тел (линз) длиной от 1,5 до 8 м при мощности 0,1–0,75 м и содержании урана от 0,001 до 0,07%. Рудный минерал представлен настураном, колломорфные выделения которого образуют тонкие согласные прожилки мощностью от 0,1 до 1 см и изометричные гнезда небольшого размера (0,3–0,6 см). Настурановую минерализацию сопровождает марказит. Выделение галенита, молибденита, халькопирита, пирротина и, вероятно, магнетита происходило в более раннюю стадию. Эта сульфидная и магнетитовая минерализация образует широкий ореол вокруг более поздней урановой минерализации. Вторичные минералы урана представлены кюритом, уранофаном и бета-уранилом. Околорудные изменения выражены окварцеванием, серицитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией. Степень изменения пород возрастает по мере приближения к рудным телам. Ореол изменений достигает мощности 3 м. По данным спектрального анализа, рудные зоны отличаются от вмещающих пород повышенным содержанием Pb (до 0,01 %), Y (0,006–0,01 %), Zr (0,03–0,1 %), Zn (0,03–0,1 %) и менее характерного V (0,03–0,1 %).

Проявление урановой минерализации Озерное (I-1-28) находится в 900 м к востоку от Водопадного, на пологом северо-восточном склоне горы, покрытом щебнистым делювием. Коренные скальные выходы встречаются ниже по склону и южнее в гранитах Харбейского массива. Проявление открыто в 1961–1962 гг. при проведении наземных поисков масштаба 1 : 10 000. В том же году на его площади проведены гамма-поиски и магнитная съемка масштаба 1 : 2000, пройдены каналы.

Проявление приурочено к северному экзоконтакту Харбейского гранитного массива, к зоне инъецирования этими гранитами кварц-альбит-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Простираение сланцев субширотное с падением на север под углами 30–45°. В сланцах встречаются согласные дайки долеритов. Проявление тяготеет к южной ветви Водопадного разлома. Рудовмещающими являются чрезвычайно мелкие нарушения типа внутрипластовых срывов в сланцах. Урановое оруденение обладает незначительными параметрами. Встречены две линзы длиной первые метры при мощности 0,1–0,3 м и содержанием урана 0,003–0,006 %.

Проявления урановой минерализации Горное II (I-1-11) и Береговое (I-1-15) расположены в 5 км к северу от пос. Харбей, в верховьях руч. Хлоритовый, впадающего в руч. Молибденитовый.

Проявление Горное II выявлено пешеходными поисками масштаба 1 : 10 000 в 1961 г. при наземной проверке аэроаномалии. В 1962 г. площадными поисками масштаба 1 : 10 000 на юго-восточном продолжении Горного II в 700 м от него было обнаружено проявление урановой минерализации Береговое. Оба проявления приурочены к дислоцированным отложениям верхнехарбейской свиты (RF₂vh), представленной туфосланцами, кварц-хлоритовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. Рудовмещающие сланцы в свою очередь перекрываются толщей амфибол-плагиоклазовых и мусковит-альбит-кварцевых (апопорфировых) гнейсов той же свиты.

К одной из ветвей складки и приурочены оба проявления. Первое прослежено канавами через 25–80 м на протяжении 250 м, второе – около 200 м. Урановая минерализация (уранофан, черни) в этой зоне наблюдается в виде линзовидных тел, длиной по простиранию несколько метров при мощности 0,3–0,5 м и содержании урана 0,007–0,02 %. В надкларковых количествах присутствуют: Y (0,01 %), Pb (0,003 %), Zn (0,01 %), V (0,03 %).

Проявление урановой минерализации Сезонное (I-2-1) находится в 10 км на север-северо-восток от пос. Харбей, в верховьях правого притока руч. Большой Минисейшор. Выявлено пешеходными поисками масштаба 1:10 000 в 1961 г. при наземной проверке аэроаномалии. Расположено в западном борту субмеридиональной долины ручья. Проявление локализуется на северном фланге Харбейского рудного поля. Оно также приурочено к инъецированным гранитами кварц-серицит-хлоритовым сланцам верхнехарбейской свиты (RF₂vh) в северо-западном экзоконтакте небольшого (30×5 м) тела гранитогнейсов. Урановая минерализация представлена мелкими (до 1,5 мм) колломорфными выделениями настурана, частично замещаемого урановой чернью и уранофаном и сопровождается выделением пирита, халькопирита, магнетита. Спектральным анализом в рудной зоне установлены аномальные содержания Zn (до 0,1 %), Cu (до 0,2 %), Zr (до 0,1 %), Pb (до 0,015 %), Y (до 0,01 %).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический. Пункт минерализации жильной гидротермальной формации кристаллического прозрачного кварца (II-4-5) описан В. А. Чепкасовым на правобережье руч. Яршор, в районе высоты 349 м. На контакте биотит-амфиболовых гнейсов с гнейсогранитами в мелких пустотках встречаются плохо развитые кристаллики горного хрусталя зеленоватого цвета, мутноватые размером до 1 см по оси призмы и до 1 мм в поперечнике. Гнейсы сильно эпидотизированы, окварцованы и пересечены эпидозитовыми жилками [198].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Кварц керамический. На площади работ описано два пункта минерализации жильной гидротермальной формации непрозрачного кварца. Останец кварцевой жилы в виде плиты размером 3,5×7×2 м (II-4-15) отмечен В. А. Чепкасовым в 1 км к юго-востоку от истока руч. Хартманюшор. Кварц молочно-белый, в немногих небольших участках желтоватый, очень крепкий. Недостатком является трещиноватость. Крупноглыбовый развал кварца в виде хорошо выдержанной по простиранию полосы шириной 10–15 м отмечен тем же автором на левом берегу р. Лаптаеган, в 4900 м ниже устья руч. Порцесоим (III-4-4) [198].

Пегматит керамический. В. А. Чепкасовым описаны керамические пегматиты в междуречье Харбея и Лаптаегана, в 750 м к юго-западу от высоты 312 м (II-4-10). В пегматитовой жиле, имеющей зональное строение, наблюдается полоса мощностью до 2,5 м, резко обогащенная микроклином в кристаллах, достигающих 30 см. Биотит (в крупных кристаллах) содержится в незначительном количестве. Содержание кварца 5–10%. По мнению автора, порода может легко поддаваться ручной разборке и относиться к отборным сортам керамического сырья. Рудная формация – керамических пегматитов [198].

Серия аналогичных пегматитовых жил вскрыта щелбнистым карьером на 41-м км трассы Обская–Бованенково (III-4-9).

Кианит. На площади известно восемь пунктов кианитовой минерализации формации высокоглиноземистых сланцев и гнейсов. Шесть из них (III-3-1, III-3-3, III-3-7, III-3-14, III-3-16, III-3-18) фиксируются в южной части района среди кристаллических сланцев париквасьшорской свиты (PR_{1pr}). В верховьях руч. Париквасьшор широким развитием пользуются дистен-ставролитовые и дистеновые гнейсы и сланцы. Они слагают прослой и пачки мощностью до 40–60 м, которые переслаиваются со слюдяными, гранат-хлорит-слюдяными гнейсами. Кианит представлен как мелкими, так и крупными хорошообразованными кристаллами голубоватого цвета размером до 8×2 см. Содержание Al₂O₃ в отдельных прослоях дистеновых гнейсов составляет 35,55% [95].

Пункты кианитовой минерализации также описаны В. А. Чепкасовым. На правобережье р. Харбей, в 1300 м к юго-востоку от высоты 243 м обнажаются кианитсодержащие гнейсы. Видимое содержание кианита не превышает 4%. Кристаллы параллелепипедальной формы размером до 3 см, голубоватого и зеленоватого цвета (II-3-6). Аналогичный выход кианитсодержащих гнейсов (II-3-7) зафиксирован на левом притоке р. Харбей, впадающем напротив руч. Париквасьшор, в 3000 м выше устья [198].

Дунит огнеупорный. По данным И. И. Попова [167], в пределах Харчерузского массива среди пород дунит-гарцбургитового комплекса (количество дунитов более 30%) выделяется фрагмент тела дунитов мощностью 1,5 м, а также обломки в полосе шириной до 300 м и протяженностью до 1,5 км, который позиционируется как проявление формации огнеупорных дунитов (I-4-9). Дуниты крупно-гигантозернистые, несерпентинизированные. Содержание компонентов в дунитах (%): MgO – 46,20, SiO₂ – 40,40, Fe₂O_{3ок} – 2,07, FeO – 6,82, Cr₂O₃ – 0,76, ппп – 2,60, Al₂O₃ – 1,38. Плотность дунитов 3,16 г/см³.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Гранат. В районе высоты 243 м на правобережье р. Харбей в гнейсах париквасьшорской свиты (PR_{1pr}) выделяется пункт гранатовой минерализации формации абразивных материалов. Содержание граната доходит по визуальной оценке до 10–15% (II-3-5). Крупность зерен достигает 1 см.

Порода легко обогатима. К недостаткам граната как абразивного материала следует отнести насыщенность включениями кварца, биотита и хлорита [198].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест хризотилковый. Хризотил-асбестовая минерализация на площади представлена одним проявлением и пятью пунктами. Выделения хризотил-асбеста приурочены к эндоконтактовым частям небольших тел серпентинитов минисейского комплекса ($\Sigma'RF_2ms$), залегающих в северной части района [95]. Наиболее значительным из них является проявление Мрачное (I-1-12), расположенное в верховьях р. Харбей на руч. Мрачный, подробно описанное В. Н. Гессе [121]. Наибольшая асбестоносность наблюдается на правом обрывистом склоне долины ручья. Здесь выделены две асбестоносные полосы: восточная мощностью 100 м и западная – 180 м, представляющие зоны нацело серпентинизированных перидотитов, вытянутых в юго-юго-западном направлении, совпадающем с простиранием ультраосновного массива. К этим двум зонам приурочена главная масса жил хризотил-асбеста. Мощность жил – от нескольких мм до 12–15 см. Асбест продольно-волокнистый с длиной волокон от 1–1,5 до 30 мм. В отдельных линзах отмечены полоски асбеста длиной 50–55 мм. Количество жил – более 20.

Асбест имеет зеленовато-белую и серовато-белую окраску и низкую, реже среднюю прочность. Наряду с хризотил-асбестом в небольшом количестве встречен пикролит – досчатый асбест. Пикролит также констатирован В. Н. Гессе [121] в пункте хризотил-асбестовой минерализации на водоразделе Евъеган–Малый Ханмей (III-2-2).

Асбестоносность прослежена на север на расстояние 750 м от русла р. Большой Харбей. Масштабы проявления не выяснены.

Отдельные пункты минерализации (I-1-6, I-2-5, II-4-19) характеризуются развитием одиночных жил и прожилков, реже небольших зон, рассеченных жилами мощностью до 5 см с поперечно- и длинноволокнистым хризотил-асбестом. В правобережье руч. Хартманюшор (II-4-19) минерализация представлена сетью тонких прожилков (0,3–0,8 мм) в амфиболитизированном перидотите. М. С. Бельский [110] отмечает хризотил-асбест в верховьях руч. Молибденитовый (I-2-5).

Все описанные объекты принадлежат к апогипербазитовой хризотил-асбестовой рудной формации.

Амфибол-асбест. Амфибол-асбест отмечен В. А. Чепкасовым [198] в двух пунктах минерализации.

В правобережье руч. Хартманюшор (II-4-20) в крупном массиве амфиболитизированных перидотитов наблюдается несколько выклинивающихся прожилков асбеста мощностью до 3 см. Асбест представлен тремолитовой разновидностью, цвет белый, местами зеленоватый, расположение волокон косое по отношению к стенкам жилы. Пушится с некоторым трудом и

обладает ломкостью, что, возможно, вызвано процессами поверхностного выветривания.

На левом берегу р. Харбей (III-3-17) в перидотитах немногие прожилки тремолит-асбеста обладают мощностью до 5–6 см.

Рудная формация – апогипербазитовая амфибол-асбестовая.

Тальковый камень. И. И. Попов с соавторами [167] в пределах Харчерузского массива выделяют три проявления и один пункт минерализации талькового камня апогипербазитовой тальковой формации.

Скважина СМ-226 в инт. 35,0–39,0 м (I-4-6) вскрыла проявление тальк-карбонатных пород (талькового камня). Породы приурочены к тектонической зоне северо-восточного простирания и юго-восточного падения с интенсивным рассланцеванием. Другое проявление (I-4-8) представляет собой зону северо-восточного простирания размерами 75 × 1000 м с развалами и фрагментарными коренными выходами сильно оталькованных (до существенно тальковых пород) гарцбургитов. Химический состав (%): $Fe_2O_{3\text{общ.}}$ – 4,55–7,79, $Fe_2O_{3\text{раств.}}$ – 5,56–6,80, н. о. в HCl – 40,50–47,90. Еще одна зона северо-восточного простирания размером 50 × 1200 м (I-4-10) образована элювиально-делювиальными развалами сильно оталькованных до существенно тальковых и тальк-карбонатных пород.

Пункт тальковой минерализации (I-4-3) выявлен также А. К. Афанасьевым [105] в верховьях руч. Каровый. В зоне серпентинизации и рассланцевания мощностью 150 м в трех коренных выходах общей мощностью 3–5 м наблюдаются оталькованные розовато-серые породы доломитового состава с прожилками благородного талька мощностью до 5–10 м. Азимут падения зоны – 120°, угол – 30–50°.

Графит. На площади работ локально развиты графитсодержащие сланцы, которые могут представлять собой потенциальное сырье на графит.

В. А. Чепкасовым на левом берегу р. Лаптаган выявлено два пункта графитовой минерализации: один (II-4-12) в 1500 м, а второй (II-4-14) – в 750 м выше устья руч. Порцесоим. В графитисто-кварцевых сланцах верхнехарбейской свиты (RF_2vh) отмечено значительное содержание графитистого вещества: сланцы отличаются маркостью. Мощность таких прослоев достигает 20–25 м. Под микроскопом графитистое вещество обнаруживается в распыленном состоянии или собрано в отдельных полосах. Содержание его не превышает 5–6% [198].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Агат и халцедон. На изученной территории находится известное Ягодное (Харбейское) проявление и единственный пункт агатовой минерализации, принадлежащие к камнесамоцветной формации кор выветривания.

Проявление агатов Ягодное (Харбейское) (III-3-15). Впервые обломки бл. одно-голубых халцедонов в русловых и четвертичных отложениях цокольной террасы р. Харбей в 1,5 км ниже устья руч. Париквасьшор были обнаружены в 1960 г. при проведении геологической съемки масштаба

1:50 000 под руководством В. А. Чепкасова [198]. Коренные источники агатов трещинного типа в метаморфических образованиях Харбейского блока открыты в 1989 г. партией региональных исследований ПУГРЭ. Проявление получило название Харбейское, а его наиболее богатая южная часть – Ягодное. Южнее проявления В. А. Чепкасовым зафиксирован аналогичный пункт минерализации (III-3-19). В 1991–1992 гг. проявление изучалось силами ГП «Норд Рифей» [109]. Была проведена поверхностная разведка путем проходки вручную разведочных канав с попутной добычей агат-халцедонового сырья (ручная разборка).

Проявление расположено в среднем течении р. Харбей ниже устья руч. Хартманюшор, в 1,5 км к западу от 37-го км трассы Обская–Бованенково. Агатсодержащие тела залегают в дорифейском блоке, сложенном метабазами и метапелитами ханмейхойской (PR₁hn) свиты [94]. Толща представлена плагиоклазовыми и гранатовыми метасоматитами, гранатовыми амфиболитами, мигматитами, двуслюдяными и биотитовыми гнейсами, эклогитами, которые пересекаются жилами и телами плагиопегматитов и силикситов субширотного простирания сложной ветвящейся формы. Жилы обычно расположены кулисообразно. Агаты и халцедоны приурочены к низкотемпературным метасоматическим брекчиям карбонат-глинисто-кварцевого состава, выполняющим многочисленные трещины тектонических зон. Жилы мощностью от первых сантиметров до первых метров имеют субширотное или юго-восточное простирание. Метасоматические жилы развиваются по мигматитам, смятым в изоклинальные складки. Проявление представляет собой серию субпараллельных жильных агатоносных зон. Продуктивные жильные зоны, а также жильные тела внутри зон распределены крайне неравномерно.

Существуют две точки зрения на генезис агатов Харбейского проявления. Первая – эти агаты являются продуктом гидротермального низкотемпературного процесса во время мезозойской активизации. Вторая точка зрения – это предположение о гипергенном происхождении.

Разведочные работы 1991–1992 гг. были сосредоточены на наиболее перспективном участке под названием Ягодное. Работы включали геологическую съемку масштаба 1:10 000, поисковые маршруты, составление опорных разрезов, магниторазведку, проходку канав, опробование.

В результате установлена система северо-восточных трещин, которая контролирует пространственную ориентировку пегматитовых жил, а также линейных карманов коры выветривания, вмещающих агатсодержащие кварц-карбонатные жилы. Поверхность трещин неровная, зеркала скольжения отсутствуют. Продуктивные жильные тела выявлены в борту долины р. Харбей и прослежены по простиранию горными выработками.

Агаты разнообразны по рисунку. Среди них выделяют: 1) бастионный агат с зонально-концентрическим строением; 2) полосчатые агаты с параллельнослоистым строением; 3) точечный агат, представленный точечными выделениями красноватых окислов железа на общем серовато-голубоватом фоне. Зональность агатов также различна и может быть макроскопической или микроскопической. Агаты характеризуются разнообразием расцветок: бесцветные, сапфирины – голубоватые с фиолетовым, карнеолы – красно-

карминовые, сердолики – буровато-желтые, сардеры – красновато-бурые и др. По декоративным свойствам и размерам агаты оценены специалистами ПО «Уралкварцсамоцветы» как камни II и III сорта ОСТ 41.117-76. Среднее содержание этих сортов составляет 10% от объема агатосодержащих брекчий, еще 20% соответствуют коллекционному камню. Запасы по категории С₂: сырец – 3127,6 т; сырье – 52,361 т [94]. Ресурсы агатов пока ограничены только уч. Ягодное. А. Е Белоусов и С. П. Рубанов [109] позиционируют уч. Ягодное как месторождение агатов, однако запасы и ресурсы его не утверждены и на балансе не состоят, в связи с чем объект рассматривается в настоящий момент как проявление.

В пределах участка установлены золотоносные коры выветривания, располагающиеся в зоне сопряжения Харбейского глубинного разлома северо-западного направления и оперяющих разрывов, к которым приурочены карбонатно-халцедоновые жилы в аргиллизитах. В шлиховой пробе из коры выветривания обнаружено три золотины размером 0,15–0,2 мм.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Строительные материалы на площади работ представлены единичными месторождениями гранита, габбро, карбонатных и глинистых пород, песчано-гравийной смеси и восемью месторождениями строительных песков.

Магматические породы

Гранит. Месторождение гранита Харбейское (I-1-18) находится на левом берегу р. Большой Харбей, напротив устья руч. Медный, в пределах одноименного массива и относится к формации строительных камней. Массив сложен микроклин-пертитовыми гранитами сядатаяхинского комплекса ($\gamma V-E_1s$), прорывающими метаморфизованные толщи минисейшорской свиты среднего рифея (RF₂mi). Декоративные свойства гранитоидов обусловлены сочетанием цвета породы и ее структурно-текстурных особенностей [94].

Физико-механические испытания подтверждают, что граниты отвечают необходимым требованиям стандарта и техническим требованиям, предъявляемым ТУ-43-57 к обычному бутовому строительному камню марок 800 и 1000. Площадь выхода гранитоидов на дневную поверхность в левом борту р. Большой Харбей составляет 0,5 км². Запасы до глубины 10 м – 5 млн м³. Месторождение располагается рядом с дорогой пос. Полярный–Харбей.

Габбро. На водоразделе р. Большой Харбей и руч. Кузь-Шор в районе высоты 885,2 м обнажаются выходы габброидов размерами до 0,35 × 3,0 км, которые описываются предшественниками [189] как месторождение габбро Харбейское (I-1-9) формации строительных камней. Породы представляют собой габбро роговообманковое соссюритизированное средне- до крупно-зернистой структуры мезократового облика, массивной текстуры с крупноглыбовой отдельностью. Специальных физико-механических испытаний не проводилось. По аналогии с габброидами других районов Полярного

Урала, габбро вполне удовлетворяют требованиям ГОСТ в плане использования их для отсыпки полотна железных дорог. Обладая декоративными свойствами, габбро вполне пригодно для изготовления облицовочных плит. Запасы до глубины 10 м оценены в 10,5 млн м³.

Карбонатные породы

Известняк. Наиболее крупным на площади работ является месторождение известняков Новогоднее (IV-2-3) формации строительных камней. Месторождение расположено в 18 км северо-восточнее г. Лабитнанги, на водоразделе ручьев Тоупугол и Тоупугольгарт, в 0,5–2,0 км к западу от железной дороги Обская–Бованенково [153].

Площадь месторождения составляет 2,6 км². Протяженность его в субширотном направлении около 2,5 км, ширина колеблется от 400–600 до 1200 м. Полезная толща (мощностью 95 м) представлена трещиноватыми известняками и эффузивными породами основного состава. По прочности на сжатие известняки относят к группе пород средней прочности, эффузивные породы – к породам высокой прочности. Породы имеют низкую пористость и низкое водопоглощение. Вскрышными породами являются четвертичные отложения – суглинки и глины со щебнем и валунами. Средний коэффициент вскрыши в границах подсчета запасов – 0,04 м³/м³.

С разрывными нарушениями в толще известняков сопряжены проявления поверхностного карста. Закарстованность известняков составляет около 11,5%.

Механическая прочность всех пород варьирует в широком диапазоне. Объемная масса известняков изменяется от 2544 до 2773 г/см³, в среднем 2680 и 2675 г/см³ соответственно для светлоокрашенных и темно-серых разновидностей. Водопоглощение колеблется в пределах 0,004–0,4%, в среднем 0,1%. Коэффициент размолоспособности – от 1,15 до 1,38, в основном 1,15–1,22.

Месторождение поставлено на баланс. Разведанные запасы известняков [153] до горизонта +100 м составляют по категориям В+С₁ 31 938 тыс. м³ (85 274 тыс. т). Предварительно оцененные запасы известняков на флангах месторождения равны по категории С₂ 13 214 тыс. м³ (35 281 тыс. т). Общие запасы месторождения оцениваются по категориям А+В+С₁ в 149,2 млн м³, с годовой производительностью 2912,4 тыс. м³, 500 тыс. м³ цемента, щебня – 4386,0 тыс. м³, щебня на известь – 123,9 тыс. м³, цементного сырья – 500 тыс. м³, щебня декоративного – 60 тыс. м³, отсева песка – 1241,3 тыс. м³, извести – 98,4 тыс. т. Месторождение предназначено для производства строительного и декоративного щебня, производства извести, известковой муки, а также минеральной ваты, базальтового волокна и облицовочного камня.

Глинистые породы

Глины кирпичные. Месторождение кирпичных глин Ханмейское (IV-2-25) расположено в 1,2 км восточнее ст. Обская на левобережье

р. Малый Ханмей. В 12 км восточнее месторождения находится железнодорожная станция и крупный речной порт Лабытнанги [153].

Полезная толща сложена многолетнемерзлыми глинами казанцевского горизонта верхнего отдела четвертичной системы. Глины слагают линзообразную залежь протяженностью 1,5 км при ширине от 100 до 400 м. Мощность полезной толщи изменяется от 3 до 21 м, средняя – 11,6 м. Вскрышные породы представлены супесями и песками мощностью 1–3 м. Глубина сезонного оттаивания этих пород достигает 0,8–1,0 м. Глины в нижней части толщи серые и зеленовато-серые, в верхней – светло-серые и желтовато-серые, нередко с примесью (до 10%) песчаного материала.

Низкодисперсные разности с содержанием частиц мельче 0,01 мм (в среднем 32,2%) распространены в основном в верхней части толщи и в краевой юго-восточной части месторождения. Среднедисперсное сырье на месторождении характеризуется содержанием частиц мельче 0,01 мм (в среднем 54%). По количеству, размеру и составу крупнозернистых включений глины относятся к сырью с низким (до 1%) содержанием мелких включений кварца и комков ожелезненной глины размером в основном до 1 мм, в меньшей мере – до 5 мм.

Запасы глин по категориям (тыс. м³): А+В+С₁ – 1869,6; С₂ – 2351,7 [153].

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Месторождение Долинное (IV-1-8) расположено в долине р. Ханмей к югу от слияния рек. Большой и Малый Ханмей. Геологоразведочные работы на месторождении проведены по заявке ПГО «Ямалгеофизика» [114].

В геологическом строении месторождения участвуют солифлюкционные, озерно-болотные, аллювиальные второй и первой надпойменных террас, высокой и низкой поймы и русла, флювиогляциальные, ледниковые и морские отложения.

Комплекс проведенных работ включает колонковое бурение, опробование, лабораторные работы. Всего пробурено 228 скважин – 2253,6 пог. м.

Площадь месторождения Долинное 4,4 км². Полезная толща представлена разнородными песками с гравием. Пески, согласно ГОСТ 8336-85, относятся к группе «средние» с модулем крупности 2,27. Среднее содержание гравия в смеси составляет 47,8%.

Средняя мощность полезной толщи – 5,26 м, средняя мощность вскрыши – 1,53 м. Средний коэффициент вскрыши – 0,34. Основное полезное ископаемое – песчано-гравийная смесь для строительных работ ГОСТ 23735-79. Балансовые запасы по категориям В+С₁ – 1467,0 тыс. м³. Попутные полезные ископаемые – пески, песчано-гравийные смеси для отсыпки насыпей и планировочных работ. Запасы по категории С₂ – 18 967,6 тыс. м³. Общие запасы всех типов полезного ископаемого по категориям В+С₁+С₂ – 22 600,8 тыс. м³.

В сводке по строительным материалам 2002 г. [192] по месторождению Долинное приводятся следующие сведения.

Общие запасы (тыс. м³) по категориям В – 337,8, С₁ – 1129,2, С₂ – 2166,2. Мощность полезной толщи – 3,6 м, мощность вскрыши – 1,8 м. Гранулометрический состав песка по фракциям: 2,5 мм – 11,5%, 1,25 мм – 9,9%, 0,63 мм – 20,5%, 0,31 мм – 29,2%, 0,14 мм – 15,5%, <0,14 мм – 13,4%. В составе гравия частицы размером > 5 мм присутствуют в количестве 47,8%. Модуль крупности песка 2,27, объемный вес – 1680 кг/м³. Применение – производство бетона М «400–450». Запасы утверждены ТКЗ г. Тюмень 24.03.1988 г., протокол № 2/88.

Песок строительный. Месторождение строительных песков Овражное (IV-1-6) расположено в 18 км от пос. Харп. В юго-западной части по поверхности месторождения проходит трасса бетонной автострады Харп–Лабитнанги. Месторождение представлено по качественному составу тремя типами песков: бетонными, общестроительными и для отсыпки насыпей.

В геологическом строении месторождения принимают участие озерно-болотные, солифлюкционные и морские отложения [146]. К полезной толще относятся пески с модулем крупности от 0,6–0,8 до 3,2 и глинистостью до 30%. Залежь песков, вскрытая буровыми скважинами, представляет собой в плане овальное тело, вытянутое с юго-запада на северо-восток, с волнистой границей распространения песков на западном и южном флангах. Площадь выхода песков 13 км².

Месторождение представляет собой пластообразную залежь с изменчивой мощностью полезной толщи и непостоянным гранулометрическим составом и содержанием вредных примесей. Пески средне- и средне-крупнозернистые часто имеют повышенное содержание глинистых и органических примесей, тогда как мелкие тонкозернистые пески содержат незначительное количество глины (около 2%) и не имеют органических примесей. В соответствии с «Инструкцией по применению классификации запасов к месторождениям песка и гравия» месторождение отнесено ко второй группе и разведано по категориям В и С₁.

Общая мощность полезной толщи колеблется от 2 до 18,7 м, средняя – 10,8 м. Вскрышные породы представлены супесями и суглинками, мощность вскрышных пород изменяется от 0 до 7,6 при средней мощности 2,8 м. Подстилающими породами являются алевриты.

В сводке 2002 г. [192] приводятся следующие данные по месторождению. Балансовые запасы (тыс. м³) составляют по категориям: В – 4758,0, С₁ – 33492,0, С₂ – 1988,0; забалансовые: С₁ – 9690,0, С₂ – 9143,0. Мощность полезной толщи – 2–23,5 м, в среднем – 17,4 м; мощность вскрыши – 2,3 м. Химический состав сырья (%): SiO₂ – 85,6, CaO – 1,2, MgO – 1,1, FeO – 1,3, Fe₂O₃ – 1,1, Al₂O₃ – 5,2, TiO₂ – 0,5, Na₂O – 1,8, K₂O – 1,0, SO₃ – 0,15. Количество частиц глины, ила, пыли – 1,58–1,7%, модуль крупности – 1,84; объемный вес – 1490–1530 кг/м³. Возможная продукция – бетон М «400–500», строительные растворы, силикатный кирпич, отсыпка насыпей. Дата утверждения запасов – 18.12.1987 г., протокол ТКЗ № 6/87.

Месторождение строительного песка (песчано-гравийной смеси) Бадьяганское (I-1-48) расположено в правом борту верховья р. Большой Харбей, ниже устья р. Бадьяган и приурочено к террасе высотой от 5 до

7 м. Протяженность террасы – 600–700 м, ширина ее достигает 150 м. Терраса разведана восемью канавами и двумя шурфами. Среднее содержание песка – 31,2%, гравия – 33%, галечника – 36,8%. Объемный вес – 1,54–1,79. Содержание глинистых и пылеватых частиц – 0,2–5%. Содержание глинистых и пластичных зерен – 19,4–25%. Содержание зерен слабых пород – до 6,5%. Песчано-гравийная смесь пригодна для бетонных работ. Длина участка месторождения – 700 м, ширина – 50 м. Средняя мощность – 54,25 м. Площадь месторождения – 35 тыс. м². Общие запасы песчано-гравийной смеси – 183 тыс. м³, в том числе: песка – 57 тыс. м³, гравия – 60 тыс. м³ и гальки – 66 тыс. м³ [95].

В южной, низменной части площади, в районе проходящей здесь железной дороги, а также восточнее ее инженерно-геологическими исследованиями, выполненными в 1943–1948 гг. экспедицией Желдорпроекта МВД, при изысканиях железнодорожной трассы Сейда–Салехард, был выявлен и разведан ряд месторождений песчано-гравийной смеси: Пунгинское (III-3-22), Усть-Харбейское (III-4-15), Устьханмейское (IV-1-7), Пантелейшорское (IV-2-22), Тоупугольское (IV-2-24) и Хасырейское (IV-2-26).

Месторождения, как правило, приурочены к отдельным холмам и грядам водно-ледниковых отложений зырянского оледенения, представленных разнозернистыми существенно кварцевыми, иногда полевошпат-кварцевыми песками с примесью гравия, гальки и единичными валунами пород. Механический состав песков характеризуется следующими данными: фракция 1–0,5 мм – 14,2–29,2%; 0,5–0,25 мм – 9,5–17%; 0,25–0,1 мм – 7,2–16,8%; 0,1–0,01 мм – 23,3–50,8% и <0,01 мм – 1,2–23,3%. В составе легкой фракции кварц присутствует в количестве 71,1–76,5%, полевые шпаты – 12,3–24,9% и слюды – 4–9,7%. Мощность отложений – 10–25 м.

В строении месторождения Усть-Харбейское (III-4-15) принимают участие песчано-гравийные отложения 2-й надпойменной террасы р. Обь. В борту небольшого карьера здесь вскрывается переслаивание гравийно-галечных и песчаных прослоев мощностью 0,1–1,2 м.

Все вышеупомянутые месторождения песчано-гравийной смеси, за исключением Тоупугольского, частично отработаны небольшими карьерами. Примерные запасы каждого месторождения в отдельности – не менее 0,8–1,2 млн м³ [95].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа Q-42-VII, VIII, согласно современным представлениям [66, 155, 201], располагается в пределах двух минерагенических провинций: Новоземельско-Уральской и Западно-Сибирской. Новоземельско-Уральская провинция занимает основную часть территории, охватывая север и центр площади. В ее составе в границах рассматриваемого листа выделяются две минерагенические мегазоны (ММЗ): Центральноуральская и Тагило-Щучьинская. Первая распространяется на центральный и северо-западный районы, вторая включает северо-восточную и юго-западную окраины. К Западно-Сибирской провинции относятся крайняя южная и юго-восточная области площади.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

В истории геологического развития исследуемой территории выделяется ряд тектоно-магматических циклов с разными геодинамическими режимами и геотектоническими обстановками. Полезные ископаемые площади соответственно формировались в течение нескольких минерагенических эпох, продукты которых нередко совмещались в пространстве и накладывались друг на друга, создавая крайне сложный современный минерагенический облик территории.

Традиционно для Урала выделяются пять минерагенических эпох: раннепротерозойская (дорифейская), рифейско-раннекембрийская, позднекембрийско-пермская (палеозойская), мезозойская и кайнозойская. Наиболее продуктивной из них является палеозойская, с которой связаны золото-магнетитовые скарны месторождения Новогоднее-Монто. Образование золото-сульфидно-кварцевых руд на Новогоднем-Монто, а также на Петропавловском месторождении произошло в мезозойскую эпоху в результате тектоно-магматической активизации. Третьей по значимости можно считать рифейско-раннекембрийскую эпоху, включающую законсервированное месторождение молибдена Харбейское и девять урановых золотосодержащих проявлений, приуроченных к крупному стратиграфическому несогласию.

Раннепротерозойская (дорифейская) минерагеническая эпоха. В раннем протерозое на рассматриваемой территории в связи с внутриплитными авлакоген-рифтогенными процессами сформировались структурно-

вещественные комплексы, слагающие Харбейский мегаблок. Минерагения этого этапа представлена метаморфогенными скоплениями железа, титана, марганца (гондиты), а также неметаллических ископаемых – граната, кианита, графита [26, 155].

Во внутриплитной обстановке проявилась титан-железородная метаморфогенная формация, сопряженная с metabазальтовыми (траппоидными) комплексами, представленная Няравеченским проявлением (III-3-21) и пунктами минерализации в гнейсах и амфиболитах ханмейхойской свиты (PR₁hn). Маломощные прослой гондитов закартированы нами среди пород лаптаюганской свиты (PR₁lp). На заключительной коллизионной стадии карельского этапа в связи с мигматит-гранитовым комплексом возникли гранат- и кианитсодержащие гнейсы париквасьшорской свиты (PR₁pr). Все связанные с ними объекты принадлежны по масштабу и отвечают уровню пунктов минерализации, принадлежащих соответственно к формациям абразивных материалов и высокоглиноземистых сланцев и гнейсов.

Рифейско-раннекембрийская минерагеническая эпоха. Байкальский тектоно-магматический цикл в пределах рассматриваемой территории представлен конструктивно-деструктивным рифтогенно-океанически-островодужно-коллизионным рядом магматических и рудных формаций. Он хорошо укладывается в обобщенную последовательность событий крупного этапа развития земной коры: подъем и диасхизис–рифтогенез–океаническая структура–подвижная область (островодужная система)–коллизионный ороген и принадлежит, по-видимому, к западному обрамлению Сибирского (Карского) кратона [26, 155]. Байкальские структурно-вещественные комплексы развиты на крайнем северо-западе площади работ в районе Верхнехарбейской синформы и в центральной части по периферии Порцелорского блока.

В данной эпохе выделяется два этапа: среднерифейский и позднерифейско-венд-раннекембрийский. Рудоносность первого связана с накоплением преимущественно осадочных комплексов при ограниченном проявлении субплатформенного магматизма. Рудные концентрации второго определяются значительным увеличением роли магматических комплексов, определивших процессы мобилизации и переотложения рудного вещества.

Период среднерифейского окраинно-(внутри-)континентального рифта байкальского ТМЦ в пределах Верхнехарбейской структуры характеризуется накоплением урана и золота в терригенных породах с последующим образованием проявлений Ново-Харбейское (I-1-35), Водопадное (I-1-25), Озерное (I-1-28) и др., приуроченных к конгломерато-песчано-алевритовой формации. Эти объекты позиционируются в настоящее время как полигенные «типа несогласия». Перераспределение и концентрация полезных компонентов в первично осадочных отложениях связывается с более поздними магматическими формациями: адамеллит-гранитовой венд-кембрийской и граносиенит-гранитовой пермской. С дунит-гарцбургитовым комплексом спрединговой стадии байкальского цикла ассоциируют пункты хризотил- и амфибол-асбестовой апогипербазитовой минерализации. В Порцелорском блоке на р. Лаптаган в среднерифейских метаморфизованных углеродистых сланцах установлены единичные пункты минерализации графита.

Позднерифейско-вендская островодужная стадия байкальского цикла имеет золото-медно-полиметаллическую специализацию. В связи с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией формируется свинцово-цинковая жильная рудная формация. К ней отнесены проявления ручьев Медный (I-1-10), Мраморный (I-1-13), Бадьяёган (I-1-43) и ряд пунктов минерализации. В зоне контакта гранитоидов с известняково-песчано-глинистой формацией образуется золотосодержащее свинцово-цинковое скарновое оруденение, наиболее ярко выраженное на проявлении Свинцовое (I-1-30). В это же время в связи с телами габбро и дайками габбродолеритов харбейского комплекса ($\rho\gamma V_1hs_2$) (габбро-диорит-гранодиоритовая формация) образуются пункты золотосульфидной минерализации в Харбейском районе (I-1-7, I-1-21, I-1-22, I-1-29).

Коллизионная обстановка, существовавшая на площади работ в венде–кембрии, сопровождается накоплением молибдена с сопутствующими вольфрамом и золотом. В это время в связи с адамеллит-гранитовой формацией возникают объекты вольфрам-молибденовой рудной формации грейзенового типа. В первую очередь, это Харбейское месторождение (I-1-34) и Бадьяеганское проявление (I-1-37). Кроме того, формируется молибден-медно-порфировое золотосодержащее оруденение в виде единичных проявлений (III-4-3) и пунктов минерализации (III-4-8). С этой же магматической формацией связано образование магнетит-молибденит-халькопиритовой стратиформной минерализации, наложенной на магнетитовые скарны (Костальбейское проявление, II-7-5), локализованной в породах лаптаюганской свиты (PR_1lp), отнесенное нами к железорудной скарново-магнетитовой золотосодержащей формации.

Позднекембрийско-пермская (палеозойская) минерагеническая эпоха. Каледоно-варисский ТМЦ отвечает на площади работ времени зарождения и развития Уральского палеоокеана. Цикл начинается в позднем кембрии–раннем ордовике рифтовым режимом, который в Центральноуральской мегазоне не привел к образованию существенных скоплений полезных ископаемых.

Минерагения палеоокеанического сектора в палеозое в целом аналогична Тагильской зоне Среднего Урала и представлена рудными объектами магматического, скарнового и жильного типов.

С дунит-гарцбургитовым комплексом океанического этапа связана хромитовая офиолитовая формация, широко развитая в пределах Харчерузского массива. Здесь выявлено шесть проявлений (I-4-2, I-4-4, I-4-11, I-4-17, I-4-18, I-4-19) и ряд пунктов минерализации хрома, хотя промышленных концентраций не установлено. По данным Л. И. Гурской [74], в хромитовых рудах присутствуют металлы платиновой группы, однако количество их не превышает 0,3 г/т. Нами на проявлениях хромитов, в безрудных гипербазитах, а также в габброидах выявлены повышенные концентрации золота (до 2,76 г/т). Золото самородное, размер золотинок порядка 0,5 мм. Повидимому, золото является продуктом гидротермально-метасоматического изменения ультраосновных пород в тектонической зоне Главного Уральского надвига (ГУН) (кировский тип).

С породами той же дунит-гарцбургитовой формации ассоциирует апогипербазитовая тальковая минерализация, проявившаяся разрозненными

пунктами. С раннесилурийской габбровой (габброноритовой) формацией поздней стадии океанического этапа формируется ванадий-титан-железородная ультрамафит-мафитовая рудная формация, предположительно качканарского типа, представленная единичными аномалиями и пунктами минерализации в Масловском массиве.

Полезных ископаемых ранней островодужной стадии (O_3-S_2) на площади работ в настоящее время не установлено. На поздней островодужной стадии, в девонский период, возникает осадочная конгломерат-песчано-известковая формация, а в связи с ней – известняки Новогоднего месторождения (IV-2-3) и бокситы Тоупугольского проявления (IV-2-6).

В конце островодужного этапа в результате метасоматических процессов на контакте габбро-диорит-гранодиоритовой и конгломерат-песчаниково-известковой формаций локализуются руды Юньягинского узла, представленные в пределах площади работ проявлением Овальное (I-7-1) и отдельными пунктами минерализации железородной скарново-магнетитовой формации с повышенным содержанием золота и платиноидов. С габбро-диорит-гранодиоритовой формацией связаны также магнитные аномалии Южная–Дорожная (I-6-1), Озерная (I-7-3), Угловая (I-8-1), Болотная (II-8-1) и Ясная, отвечающая Харутскому проявлению (I-7-2). Аномалии, а также отдельные пункты халькопиритовой и титаномагнетитовой минерализации в габбро отнесены к медно-титан-магнетитовой мафитовой рудной формации (волковский тип).

Наиболее значительное по масштабам оруденение формируется в этот период на юго-западе площади, в Райизско-Войкарской минерагенической зоне, где на контакте известняков конгломерат-песчано-известковой формации и диоритов габбро-диорит-гранодиоритовой формации образуется железородная скарново-магнетитовая золотосодержащая минерализация месторождения Новогодне-Монто (IV-2-5), проявлений Аномальное (IV-2-2) и Караченцева (IV-2-10). В связи с этой же плутоногенной формацией известно также Малоханмейское проявление меднопорфирирового типа (III-2-9).

Девонско-пермская коллизия обусловила формирование пунктов минерализации золото-сульфидно-кварцевой рудной формации, сопряженных с габбро-монцитным конгорским комплексом.

С пермским граносиенит-гранитовым магматизмом обстановки «горячих точек», завершающим каледоно-варисский цикл, связан метасоматоз апогранитного типа (микроклиниты, квальмиты, кварцевые альбититы) и тантал-ниобий-редкоземельное оруденение. Наиболее широко оно проявилось севернее площади работ (лист Q-42-I), где находятся месторождения тайкеуской группы. В пределах рассматриваемой территории редкоземельно-редкометалльная апогранитовая золотосодержащая рудная формация представлена Яршорским проявлением (II-5-7) и отдельными пунктами минерализации, локализованными большей частью в гранитогнейсах лаптаюганской свиты (PR_1lp).

Мезозойская минерагеническая эпоха. Мезозойский ТМЦ обусловил широкое развитие активизационных процессов, реализованных проявлением в регионе континентального рифтогенеза и обстановок типа горячих точек, которые сменялись режимом плитного чехла.

С внутриплитным рифтогенезом пермско-триасового возраста связывается долеритовый дайковый комплекс и сопряженное с ним золото-сульфидно-кварцевое оруденение, наложившееся на магнетитовые скарны месторождения Новогоднее-Монто и образовавшее самостоятельные объекты: месторождения Петропавловское (IV-2-8), проявления Тоупугольское (IV-2-11), Карьерное (IV-2-12) и др.

В позднем триасе–ранней юре формируется щелочно-базитовая формация, которая сопровождается многочисленными пунктами золото-сульфидно-кварцевой минерализации. К этому же периоду относится образование агатов и халцедонов проявления Ягодное (III-3-15).

Большую роль в мезозойской минерации играет формирование кор выветривания, протекающее на фоне активной пенеplanation Палеоуральского коллизионного орогена. Коры, как правило, имеют каолинт-гидрослюдистый профиль и фиксируют поверхность предельного выравнивания (цокольный пенеплан). В Тагило-Щучьинской ММЗ их возраст традиционно принимается поздне триасово-раннеюрским, на остальной территории выделяются нерасчлененные мезо-кайнозойские коры. Золотоносные коры выветривания, развивающиеся по месторождениям коренного золота, нередко являются весьма важной частью полигенных и полихронных золоторудных объектов. В пределах площади работ золотоносные коры известны на месторождении Новогоднее-Монто, проявления агатов и халцедонов Ягодное (Харбейское). Кроме того, мезозойский плитный комплекс в регионе проявился образованием на двух стратиграфических уровнях бурых углей – поздне триасовых в конгломерато-песчано-алевритовой формации и юрских в известняково-алеврито-песчаной.

Кайнозойская минерогеническая эпоха. Четвертичные отложения продуктивны на россыпное золото, широко распространенное по большинству водотоков площади. При этом основным источником благородных металлов кайнозойских россыпей, по-видимому, являются древние, мезозойские коры выветривания.

В пределах Западно-Сибирской провинции достаточно широко распространены месторождения обломочных пород – строительных песков, песчано-гравийных смесей, кирпичных глин. Известны также проявления горючих газов и торфа.

Таким образом, проявление на сравнительно небольшой территории пяти минерогенических эпох обусловило сложную минерацию отдельных таксонов ранга зон и узлов с сопряжением и наложением в их пределах разновозрастных рудно-метасоматических процессов, определяющих закономерности размещения оруденения.

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Анализируемая территория охватывает фрагмент Уральской складчато-надвиговой системы, эволюция которой определяется сменой фемического магматизма фемическо-салическим и далее салическим и щелочно-фемическим. Вследствие этого разные мегазоны в значительной степени различаются по типу магматизма, осадконакопления и минерогенической

специализации. Так, для Центральноуральской ММЗ характерен халькофильно-литофильный минерагенический профиль, а для Тагило-Щучьинской – халькофильно-сидерофильный.

Полезные ископаемые района работ представлены практически всеми генетическими типами: магматогенным, гидротермальным, сингенетическим (осадочным) и метаморфогенным. При этом нередко в рудообразовании принимают участие разновозрастные как эндогенные, так и экзогенные факторы, что приводит к возникновению полигенных и полихронных объектов.

Магматогенные рудные объекты известны в Тагило-Щучьинской мегазоне, где представлены хромитами с сопутствующими платиноидами в дунит-гарцбургитовом комплексе Харчерузского массива. Кроме того, в незначительной степени в виде редких пунктов минерализации проявились ванадий-титан-железородная ультрамафит-мафитовая (качканарский тип) и медно-титан-ванадиевая мафитовая (волковский тип) формации, связанные с харампейско-масловским и юнъягинским комплексами соответственно.

Гидротермальное оруденение наиболее широко развито в пределах Новоземельско-Уральской минерагенической провинции, как в Центральноуральской, так и в Тагило-Щучьинской мегазонах. К этой группе относятся месторождения, проявления и пункты минерализации золота, молибдена, редких металлов, железа, свинца и цинка, агатов и халцедонов.

Характерной чертой территории, как уже отмечалось, является наложение гидротермальной минерализации на более ранние концентрации полезных компонентов. Так, в магматических хромитовых рудах Харчерузского массива вблизи зоны ГУН установлено повышенное содержание золота, привнесенного в результате более поздних гидротермальных процессов. Образование месторождения Новогоднее-Монто, проявлений Аномальное и Караченцева происходило при наложении золото-сульфидно-кварцевой минерализации на магнетитовые скарны. Комплексные руды Харбейского молибденового месторождения также содержат более молодое гидротермальное золото.

Полезные ископаемые сингенетического генезиса на площади работ развиты преимущественно в пределах Западно-Сибирской провинции. К ним относятся проявления бурых углей, торфа и горючих газов, месторождения обломочных пород. На остальной территории в экзогенную группу входят только россыпные объекты и единичное проявление бокситов Тоупугольское (IV-2-6).

Особую группу составляют комплексные полигенные осадочно-метаморфогенные объекты. Так, первоначальное накопление урана и золота в районе современной Верхнехарбейской синформы также было сингенетическим, однако формирование золото-урановых проявлений (Базисное, Водопадное и др.) обусловлено последующим наложением метасоматически-гидротермальных процессов, вызвавших переотложение и концентрацию рудной минерализации, а также дополнивших ее веществом эндогенного происхождения, то есть налицо проявление типичных телескопических явлений.

Отдельные пункты минерализации и единичные проявления принадлежат к метаморфическим формациям – титан-железорудной, высокоглиноземистых сланцев и гнейсов, хризотил- и амфибол-асбестовой апогипербазитовой, тальковой, абразивного сырья.

Основная рудоконтролирующая роль для оруденения магматогенного типа полезных ископаемых принадлежит вещественной группе факторов – магматическим и петрографическим. В то же время большое значение имеет структурный контроль. Глубинные магмовыводящие разломы определяют пути движения рудоносных расплавов и пространственное положение продуктивных комплексов. Хромитовые руды Харчерузского массива связаны с дунит-гарцбургитовым комплексом, приуроченным к зоне ГУН. При этом рудные тела локализуются в полях преобладания дунитовой составляющей. Пункты минерализации качканарского типа размещаются в пироксенитах харампейско-масловского комплекса, волковского типа – в габброидах юнъягинского, также приуроченных к периферийным областям палеоокеанического сектора.

Для рудных формаций плутоногенно-гидротермального и собственно-гидротермального генезиса, наиболее значимых для рассматриваемой территории, главную роль в контроле оруденения играют структурно-тектонические факторы. В первую очередь, это зоны региональных глубинных долгоживущих магмо-флюидо-рудоподводящих каналов, к которым можно отнести региональные нарушения северо-восточной ориентировки, соответствующие границам сегментов литосферы с разным глубинным строением – шовные и сугурные системы Главного Уральского надвига и т. п. В пределах рассматриваемой территории ГУН представлен двумя ветвями, разделяющими образования Центральноуральской и Тагило-Щучинской мегазон. Ветви, как правило, представлены серией близпараллельных разрывных нарушений, образующих тектонические пластины разной мощности и состава. Глубина заложения, сложное чешуйчатое строение, разнообразный магматизм, дислокационный метаморфизм делают эту структуру мощным флюидо- и теплопроводником, формирующим разнообразные гидротермальные месторождения. Шовными зонами второго порядка являются Лаптаюганский, Хартманюшорский, Тальбейшорский, Ступенчатый и другие разломы.

Наряду с разломами уральского направления, структурный и минерагенический рисунок площади во многом определяют глубинные нарушения северо-западной ориентировки, которые, по-видимому, были заложены в дорифейский этап развития территории и неоднократно, в том числе и в мезозое, активизировались. Как показывает анализ размещения рудных объектов, наиболее перспективными в отношении концентрации рудного вещества являются узлы пересечения северо-западных разломов со структурами уральского (северо-восточного) направления.

Кроме структурного контроля в размещении гидротермальных месторождений нередко крайне значимым фактором является и состав рудомещающих толщ. Так, для формирования оруденения скарнового типа, широко распространенного и очень важного для площади работ (месторождение Новогоднее-Монто), принципиальное значение имеет присутствие

в разрезе стратифицированных отложений карбонатных и вулканогенных пород. Процессы биметасоматоза, развивающиеся на контакте карбонатных пород с гранитоидами, благоприятны для скарнообразования и последующего рудоотложения.

Главными факторами контроля сингенетических полезных ископаемых являются вещественные – стратиграфический, формационный, литологический, характеризующие рудовмещающие формации, а также структурный, определяющий их пространственное положение. Так, пласты бурых углей размещаются на двух стратиграфических уровнях – в поздне триасовых терригенных и в средне-позднеюрских карбонатно-терригенных отложениях, расположенных в южной части площади работ, в Западно-Сибирской минерагенической провинции. В пределах листа Q-42-VII, VIII здесь располагается фрагмент Шурышкарской впадины (Ляпинско-Лангурского прогиба), где на широкой площади на доступных глубинах (до 600 м) залегают угленосные отложения северо-восточного фланга Хулгинско-Салехардского угленосного района. Фундамент прогиба расчленен структурами более мелкого порядка, в которых вполне возможно обнаружение мощных угольных залежей триасового или юрского возраста. Наиболее интересными в плане угленосности считаются Оксяшорская и Князьельская впадины, прилегающие с юга к Тоупугол-Ханмейшорскому (Новогодненскому) железо-золоторудному узлу. К этим же впадинам приурочены месторождения обломочных пород, представленные четвертичными отложениями соответствующего литологического состава – глинистыми, песчаными, гравийно-песчаными.

Важнейшим фактором контроля для сингенетического (и полигенного) оруденения являются крупные структурные и стратиграфические несогласия. Региональное рифей-дорифейское несогласие с «эрозионными» окнами нижнепротерозойского комплекса среди рифейских образований установлено в западной части Харбейского блока и его западном рифейском обрамлении. Несогласие прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении 70 км при ширине до 10 км. Вблизи зоны несогласия локализируются проявления первично осадочной полигенной золото-урановой минерализации рассматриваемой территории.

Кроме того, к несогласию приурочены Харбейское и Ханмейское (за пределами площади работ) месторождения молибдена, редкоземельно-редкометалльные месторождения – Тайкеуское, Усть-Мраморское, Лонготьюганское (лист Q-42-I), проявление полиметаллов (Свинцовое); пункты минерализации и геохимические аномалии золота, платиноидов, мышьяка, скандия, висмута, никеля, кобальта и др. Это подтверждает, на наш взгляд, полигенность, телескопирование и полихронность ведущих рудных формаций площади.

В контроле россыпной золотоносности территории на первом месте находится геоморфологический фактор, отражающий аллювиальный генезис россыпей, а также наличие продуктивного эдукта.

Метаморфогенная минерализация площади определяется составом вмещающих пород и фацией метаморфизма. Кристаллизация рутила происходит в породах, обогащенных титаном, в условиях амфиболитовой и эклогитовой фации. Кианит образуется в высокоглиноземистых осадочных

породах при эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, гранат – гранулитовой. Асбест и тальк являются продуктами зеленосланцевых изменений ультрабазитов.

Важная роль в размещении оруденения отводится ультраметаморфическим факторам. Так, в пределах палеоконтинентальной Центральноуральской мегазоны выделяются гранито-гнейсовые купола, которые фиксируются по характерному сочетанию кольцевых и изометричных гравитационных и магнитных аномалий и нередко оконтуриваются кольцевыми и дугообразными разломами. На площади работ оконтурено три крупных купола – Евъеганский, Лаптаюганский и Бадьяшорский.

Считается, что в процессе тектонических движений древние купола получали тепловые или динамические импульсы и генерировали мощный ювенильный тепловой поток. В результате в куполах возникали очаги гранитных расплавов, а вокруг них, в породах обрамления, формировалась метаморфическая зональность. Образовавшиеся при этом теплофлюидопотоки устремлялись в перекрывающие породы, что приводило к мобилизации и последующему переотложению золота и других рудных элементов. Таким образом, древние гранито-гнейсовые купола являются важнейшими рудоконтролирующими элементами как для метаморфического, так и для гидротермального минералообразования.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Анализ всех рассмотренных минерагенических факторов дает основание для оконтуривания площадей, перспективных на разные полезные ископаемые.

Спецификой рассматриваемой территории является совмещение и наложение разновозрастных и полигенных рудно-магматических систем и сочетание разных групп рудоконтролирующих факторов, что приводит к формированию сложных полигенных и полиметалльных рудных узлов.

В результате анализа и синтеза имеющейся информации в Новоземельско-Уральской провинции выделяются три минерагенические зоны: Харбейско-Марункеуская в Центральуральской мегазоне, Щучьинская и Райизско-Войкарская в Тагило-Щучьинской. В границах названных зон оконтурены 11 рудных узлов, в том числе три известных и восемь прогнозируемых. К Западно-Сибирской провинции относится фрагмент прогнозируемого Хулгинско-Салехардского бурогоугольного района и в его составе Обской узел угленакопления.

Центральная часть территории листа Q-42-VII, VIII принадлежит к Харбейско-Марункеуской золото-полиметалльно-редкометаллорудной минерагенической зоне (МЗ), входящей в состав Центральноуральской минерагенической мегазоны Новоземельско-Уральской минерагенической провинции [155].

Харбейско-Марункеуская зона прошла длительный путь развития от раннего протерозоя до мезозоя, что определило большое разнообразие полезных ископаемых в ее пределах. В контурах рассматриваемой площади располагается только южная часть зоны, которой соответствует Харбейско-

Лонготьюганский золото-ниобий-тантал-молибденовый рудный район (1.1 Mo,Ta,Nb,Au) с возрастным диапазоном минерализации PR₁-C₁, P-T.

По результатам работ в пределах Харбейско-Лонготьюганского района оконтурены восемь рудных узлов: Харбейский уран-золото-вольфрам-молибденовый (1.1.1 Mo,W,Au,U) известный и семь прогнозируемых, в том числе пять золоторудных – Ступенчатый (1.1.2 Au), Яркеуский (1.1.3 Au), Парноеганский (1.1.5 Au), Евъеганский (1.1.6 Au) и Сандибейский (1.1.8 Au), и два золото-редкометалльных – Костальбейский (1.1.4 R,Au) и Лаптаеганский (1.1.7 R,Au). Ведущим рудоконтролирующим фактором при их выделении послужили узлы пересечения северо-восточных и северо-западных глубинных разломов и сопряженный с ними магматизм.

Тагило-Щучьинская минерагеническая мегазона Новоземельско-Уральской провинции объединяет две минерагенические зоны – Щучьинскую (2 Fe,Cr,Cu,Al/O-C₁) и Райзско-Войкарскую (3 Cr,Cu,Ti/O₁-D₃).

Щучьинской бокситоносной медно-хромово-железородной минерагенической зоне соответствует северо-восточная область площади, где располагается южная часть Пырьягинского платинометалльно-хромитового рудного района (2.1 Cr,Pt). Пырьягинский район объединяет два рудных узла: Харчерузский золото-хромитоносный (2.1.1 Cr,Au,Pt) и Юньягинский золото-железородный (2.1.2 Fe,Au). Первый узел является прогнозируемым и отвечает одноименному массиву (блоку). Юньягинский рудный узел представлен своим южным окончанием. На севере узла в пределах листа Q-42-II располагается самое крупное на Полярном Урале железородное золотосодержащее месторождение Юньягинское, ряд проявлений и магнитных аномалий. В контурах листа Q-42-VII, VIII находится крупное проявление Овальное (I-7-1). Эта зона в основном контролируется крупной ветвью Главного Уральского надвига и сопряженными с ним многофазными разновозрастными плутонами.

Райзско-Войкарская титан-медь-хромитовая минерагеническая зона (3 Cr,Cu,Ti/O₁-D₃) выделена на юго-западе площади работ, где оконтурен Малоуральский железо-молибден-меднородный потенциальный район (3.1 Cu,Mo,Fe/S₁-D₃) и Тоупугол-Ханмейшорский железо-золоторудный узел (3.1.1 Au,Fe) с месторождениями Новогоднее-Монто и Петропавловское в его составе.

В пределах Западно-Сибирской минерагенической провинции выделен Сосьвинско-Салехардский боксит-буроугольный бассейн (4 УБ,Al / T₃-J₂), включающий Хулгинско-Салехардский (4.1 УБ) буроугольный район с Обским узлом угленакопления (4.1.1 УБ).

Россыпная золотоносность Собской площади представлена Харбейско-Щучьинским золотороссыпным районом, в котором наиболее крупной и изученной является Лонготьюганская россыпь (II.5.4).

Таким образом, формирование полезных ископаемых охватывает огромный возрастной диапазон, включая все основные этапы и стадии геологического развития территории. Наглядное графическое изображение выделенных на площади рудных формаций, их связи с соответствующими рудовмещающими и рудоносными комплексами, тектоно-магматическими циклами и геодинамическими обстановками, отражено в минерагенограмме.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ И ПРОГНОЗ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Харбейский уран-золото-вольфрам-молибденовый рудный узел (1.1.1 Mo,W,Au,U)

Харбейский узел отличается большой плотностью и разнообразием рудной минерализации. Он включает одноименное вольфрам-молибденовое месторождение и целый ряд проявлений: Бадьяганское молибденовое, золото-медное ручья Каскадный, полиметаллические Свинцовое, ручья Бадьяган и ручья Мраморный, девять урановых – Горное II, Береговое, Базисное, Водопадное, Сланцевое, Озерное, Ново-Харбейское, Пустяковое, Сезонное. Кроме того, площадь узла насыщена пунктами минерализации меди, свинца и цинка, молибдена и особенно золота.

Харбейский узел расположен на крайнем северо-западе рассматриваемой площади в поле развития позднепротерозойских метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ няровейской серии. Породы пронизаны малыми интрузиями и многочисленными дайками разного возраста и состава: измененными диоритами, кварцевыми диоритами, микроклиновыми гранитами, долеритами, диорит-аплитами, риолитами, кератофирами и др. Дайки, магнетитовые скарны и кварцевые жилы с молибденитом контролируются двумя субмеридиональными разломами (Магнетитовым и Восточным).

Факторами, обусловившими выделение узла, являются приуроченность его к зоне крупного структурно-стратиграфического несогласия, к сутурным швам и узлам пересечения северо-западных и северо-восточных разломов, насыщенность магматизмом разного возраста и состава.

Харбейское месторождение, ведущий молибденоворудный объект площади, в период его разведки и разработки рассматривалось как представитель кварцево-жильной молибденитовой формации. Однако сейчас многими исследователями оно относится к линейно-жильно-штокверковым месторождениям медно-молибден-порфирирового типа [29, 94, 201]. В этом случае существенно меняется общая геолого-экономическая позиция месторождения, так как данный рудно-формационный тип, как правило, характеризуется крупными запасами бедных медно-молибденовых руд, обеспечивающих крупномасштабную добычу и рентабельную переработку минерального сырья. Комплексный характер руд порфирировых месторождений позволяет попутно извлекать вольфрам, медь, рений, золото, серебро, висмут, олово, селен, теллур, германий и другие редкие и рассеянные элементы.

Специалистами ВСЕГЕИ [155] по результатам полевых работ Полярно-уральской партии сделан вывод о грейзеновом типе месторождения. Отмечается наличие материнской интрузии лейкократовых гранитов и соответствующей ей отрицательной гравитационной аномалии, широкое развитие грейзенизации, эрозионный срез на уровне апикального выступа интрузии, геохимическая специализация оруденения, фациальная зональность и т. д. (месторождения Казахстана: Акчатау, Караоба, Богуты, Байназар и др.).

Геохимические данные подтверждают специализацию оруденения на молибден, вольфрам, висмут. Подчиненное значение имеют олово, бериллий, ниобий, свинец, серебро, медь. Для них характерны положительные корреляционные связи, что можно объяснить их соучастием в едином рудообразующем процессе и что типично для грейзеновых месторождений.

По мнению авторов, прогнозный результат исследования Харбейского месторождения состоит в том, что оно не может быть единственным, уникальным явлением в районе. Его открытие обусловлено, в первую очередь, выходом на поверхность как рудных тел, так и материнской интрузии в пределах приподнятого тектонического блока. Аналогии в виде скрытого оруденения следует искать в опущенных блоках с не выходящими на поверхность интрузиями.

На наш взгляд, Харбейское месторождение является типичным жильно-штокверковым объектом, верхняя часть которого представлена жилами, залегающими в ареалах грейзенизации, а на глубоких горизонтах, где в силу большого давления раскрытие трещин и образование жил не происходит, развивается штокверк рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации. Такое строение характерно для многих гидротермальных месторождений не только молибдена, но и других металлов, в частности для крупнейшего месторождения золота Мурунтау в Узбекистане. Присутствие золота, кстати, установлено как на Харбейском месторождении, так и на расположенных в непосредственной близости от него проявлениях Бадьяганское (I-1-37), Свинцовое (I-1-30) и др.

Специфические особенности Харбейского месторождения дали основание для выделения на территории Полярного и Приполярного Урала так называемого харбейского рудотипа [33]. Харбейский рудотип включает объекты «гранитной модели» А. И. Кривцова [47], которые связаны с допалеозойскими (Харбейское, Ханмейское, Холодное) и палеозойскими (Паровашорское и др.) гранитоидами. Хотя многие из них открыты еще в 1950–1960-е годы и достаточно хорошо изучены, на формационную принадлежность их нет единой точки зрения. Объекты харбейского типа в свою очередь можно подразделить на два подтипа: собственно харбейский с высоким содержанием молибдена, и ханмейский, характеризующийся достаточно высоким содержанием меди и низким – молибдена. К данному рудотипу относятся Сальтальбинское, Немурюганское, Лонготюганское (лист Q-42-I) и Бадьяганское проявления (I-1-37), генетически связанные с гранит-лейкогранитовой магматической формацией. Не исключено, что некоторые из этих объектов представляют собой только вскрытую эрозией центральную (ядерную) часть крупной порфировой системы с кварцевыми, кварц-полевошпатовыми жилами и грейзенами, сопровождаемыми молибденовой, вольфрамовой и оловянной минерализацией. Наибольшим сходством с объектами харбейского рудотипа, по нашему мнению, обладает Коктенкольское месторождение в Центральном Казахстане.

После консервации Харбейского месторождения в 1954 г. интерес к нему не угас. В 1983 г. оценку ресурсов Харбейского рудного поля выполнил М. Я. Попов с соавторами (табл. 4) [166]. На 1.01.1998 г. общие запасы молибдена Харбейского рудного поля были определены В. Е. Козыревым

в 15 тыс. т, а прогнозные ресурсы по категориям P_1 – 11 и P_2 – 30 тыс. т [142]. Эти данные и положены в основу определения площадной продуктивности узла.

Таким образом, сумма запасов и ресурсов – 56 тыс. т. На площадь рудного поля около 12 км² площадная продуктивность по молибдену составит 4,7 тыс. т/км². Соотношение содержаний молибдена и триоксида вольфрама в рудах 0,11/0,09, отсюда суммарные запасы и ресурсы триоксида вольфрама в рудном поле можно принять в 46 тыс. т ($56/0,11 \times 0,09$), а площадную продуктивность по вольфраму – в 3,8 тыс. т/км².

Таблица 4

Прогнозные ресурсы Харбейского месторождения [166]

Харбейское месторождение					
Элементы	С _{ср.} , %	Глубина, м	P_1 , тыс. т	P_3 , тыс. т	Примечания
Mo	0,11	300–500	3,36		
WO ₃	0,09	300–500		4,3	
Харбейское рудное поле					
Mo	0,11	0–300		7,2	Площадь подсчета – 6 км ²
WO ₃	0,09	0–300		5,8	

Продуктивность для рудного узла принимаем на порядок меньше – соответственно 0,47 и 0,38 тыс. т/км².

Площадь Харбейского узла составляет 160 км². На основе рассчитанной продуктивности прогнозные ресурсы категории P_3 составят: Mo $160 \times 0,47 \approx 75$ тыс. т, WO₃ – $160 \times 0,38 \approx 61$ тыс. т. Экспертизой ВСЕГЕИ эти ресурсы не утверждены в связи с тем, что Харбейское месторождение в 1954 г. было признано нерентабельным, а его запасы и прогнозные ресурсы сняты с учета. Поэтому предлагаемый вариант оценки прогнозных ресурсов молибдена и вольфрама по категории P_3 рассматривается как авторский.

Пункты минерализации золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой рудной формации в Харбейском рудном узле образуют несколько рудно-метасоматических зон, приуроченных к узлам пересечения северо-западными разломами субширотных сутурных швов – Кузьшорского, Широного и их субпараллельных кулис.

С целью оценки золотоносности территории в 2001 г. здесь проводили рекогносцировочное обследование специалисты ЦНИГРИ [117]. На основании полученных результатов определена величина прогнозных ресурсов золота по категории P_3 в количестве 70 т. В 2012 г. на весь Харбейский район площадью 3749 км² принято 75 т прогнозных ресурсов золота.

По геолого-структурной позиции, формационной принадлежности магматизма, возрастному диапазону вмещающих пород, а также металлогенической специализации (золото, медь, молибден, полиметаллы) наиболее близким аналогом золото-сульфидно-кварцевого оруденения Харбейского рудного узла представляется Хальмерьинский узел на Приполярном Урале.

Оценка прогнозных ресурсов золота по категории P_3 для узла выполнена через площадную продуктивность наиболее изученного объекта – Хальмерьинского золоторудного узла на Приполярном Урале. Утвержденные МПР РФ запасы и прогнозные ресурсы золота Хальмерьинского узла на 2003 г. составляют 49,2 т на площадь 353 км². Следовательно удельная продуктивность $49,2/353=0,14$ т/км². Тогда прогнозные ресурсы золота Харбейского узла площадью 160 км² с учетом коэффициента достоверности 0,5 равны $160 \times 0,14 \times 0,5 \approx 11$ т. Эти ресурсы экспертизой ВСЕГЕИ приняты к утверждению.

Радиоактивные объекты региона принадлежат к восточной части Полярноуральского потенциального урановорудного района с утвержденными ресурсами категории P_3 в количестве 40 тыс. т (протокол № 10 заседания секции Ученого Совета ФГУП «ВИМС» по геологии урановых месторождений от 2.12.2008 г.)

Урановые проявления Харбейского узла отнесены С. П. Еремеевым и Ф. Ф. Таракановым [36] к Западно-Харбейской урановорудной зоне.

Зона располагается в западной части Харбейского блока и его западном рифейском обрамлении, где отчетливо прослеживается в северо-восточном направлении региональное рифей-дорифейское несогласие с «эрозионными» окнами нижнепротерозойского комплекса среди рифейских образований. Протяженность зоны – около 70 км при ширине до 10 км. В пределах зоны, в ее северной части, локализуются все проявления. Вдоль зоны фиксируются многочисленные радиоактивные аномалии. Урановое оруденение настуран-сульфидного типа связано с гидрослюдистыми березитами. В зоне располагается Харбейское месторождение молибдена, проявления свинца, зоны грейзенизированных, хлоритизированных, альбитизированных и пиритизированных пород, а также аномальные поля информативных геофизических признаков по гравимагнитным данным. Рифейские комплексы пород метаморфизованы в зеленосланцевой фации и содержат горизонты углеродистых сланцев и кварцитов, раннепротерозойское основание метаморфизовано в амфиболитовой фации. В пределах зоны проявлена позднепалеозойская активизация, с которой связано внедрение линейных тел и штоков микроклин-пертитовых гранитов, оказавших активное влияние на формирование и переотложение первичных урановых руд.

Зона имеет сложную структуру, обусловленную наложением дислокаций северо-западной ориентировки на уральские структуры северо-восточного направления. Площадь зоны нарушена многочисленными северо-восточными и субмеридиональными дизъюнктивами, параллельными основным складчатым структурам района. Секущие эти структуры разломы северо-западного (субширотного) простирания являются, вероятно, отражением рассекающих докембрийский фундамент нарушений в нижнепалеозойских отложениях площади рудного узла. Эти нарушения обладают весьма сложной морфологией и фиксируются серией зон расланцевания, мелких тектонических кулис, даек, а также резкими перегибами простирания пород с образованием складки, поперечной общей ориентировке уральских структур, с осью северо-западного направления. К этим разломам приурочены проявления полигенной гидротермальной урановой

минерализации: Горное II (I-1-11), Береговое (I-1-15), Базисное (I-1-16), Водопадное (I-1-25), Сланцевое (I-1-27), Озерное (I-1-28), Ново-Харбейское (I-1-35), Пустыяковое (I-1-39), Сезонное (I-2-1).

Важным обстоятельством для оценки перспектив Харбейского узла является пересмотр формационной и геолого-промышленной категорий его проявлений с жильных сульфидно-настурановых в объекты, принадлежащие к типу «несогласия» [10]. Их характерной особенностью является локализация комплексного полиметалльного оруденения вблизи регионального структурно-стратиграфического несогласия между архей-раннепалеозойским складчатым фундаментом и позднепротерозойским платформенных чехлом.

Сходство геологического строения Западно-Харбейской зоны с известными эталонными урановорудными районами и степень интенсивности низкотемпературного гидротермального урановорудного процесса позволили названным выше авторам оценить перспективы ураноносности территории. При коэффициенте подобия 0,5, длине зоны ССН в 105 км и удельной линейной продуктивности 575 т/км прогнозные ресурсы урана категории P_3 оцениваются в 30 тыс. т.

Прогнозные ресурсы урана определены также для отдельных проявлений. Для Ново-Харбейского проявления по категориям $P_1 + P_2$ они составляют 642,3 т, для Базисного – 604,8 т. Ресурсы проявления Водопадное по категории P_2 при коэффициенте рудоносности 0,3 равны 831 т. Другие проявления оценены отрицательно как мелкомасштабные. Результаты оценки не утверждены.

Таким образом, Харбейский рудный узел характеризуется следующими авторскими прогнозными ресурсами категории P_3 (тыс. т): молибден – 75, вольфрам – 61, уран – 30. Прогнозные ресурсы золота утверждены экспертизой ВСЕГЕИ в количестве 11 т.

Ступенчатый золоторудный узел прогнозируемый (1.1.2 Au)

Ступенчатый золоторудный узел выделен нами впервые по результатам ГДП-200. Узел содержит два золото-медных проявления – ручья Ступенчатый и Малохарбейское, а также и ряд аналогичных пунктов минерализации [133].

Узел примыкает к пересечению одноименного северо-восточного надвига мощным Харбейским северо-западным нарушением. В юго-восточном направлении он протягивается между ветвями Харбейского разлома, охватывая долины руч. Ступенчатый и р. Малый Харбей. Узел сложен гнейсами и амфиболитами ханмейхойской свиты (PR_1hn), прорванными многочисленными разновозрастными магматическими телами: малыми интрузиями гранитогнейсов евьоганского (γgPR_1e) и гранитов сядатаяхинского ($\gamma V-C_1s$) комплексов, а также дайками метадолеритов васькеуского ($v'\beta PR_1v$) комплекса. К узлам сопряжения и пересечения разломов приурочены зоны метасоматитов с золото-сульфидной минерализацией.

Основанием для выделения Ступенчатого узла является приуроченность, как и Харбейского, к структурно-стратиграфическому несогласию,

к сложно-построенному северо-западному Харбейскому разлому, представленному здесь серией параллельных кулис, насыщенность разнообразным магматизмом.

Ближайшим аналогом рассматриваемого рудного узла, как и Харбейского, является Хальмерьинский. Для оценки прогнозных ресурсов используем площадную продуктивность Хальмерьинского узла и коэффициент надежности 0,5. Площадь узла 100 км². Прогнозные ресурсы категории P₃ составят 100×0,14×0,5=7 т.

Яркеуский золоторудный узел прогнозируемый (1.1.3 Au)

Яркеуский узел оконтурен нами по результатам ГДП-200 и объединяет более трех десятков пунктов золото-сульфидной минерализации, образующих линейные зоны северо-западного направления, сопряженные с альбитизированными и березитизированными породами. По водотокам, пересекающим площадь узла, зафиксированы многочисленные шлиховые потоки золота.

Узел расположен на севере площади работ, в междуречье Лаптаеган–Лонготъеган, в районе горы Яркеу, протягиваясь вдоль глубинного Лонготюганского разлома (8) северо-западного направления, представленного здесь четырьмя ветвями – Изъятинским (5), Мраморским (7), Тайкеуским (6) и собственно Лонготюганским разрывами (8) (граф. прил. 1). Сложен он породами ханмейхойской свиты (PR₁hm), насыщенными многочисленными магматическими телами разного состава и возраста: гранитогнейсами евюганского комплекса (mγPR₁e), габброидами васькеуского (vβPR₁v), гипербазитами минисейского (Σ'RF₂ms), гранитоидами сядатаяхинского (γV–C₁s), а также дайками молодого граносиенит-гранитового лонготского (γξPln) комплексов.

Основанием для выделения Яркеуского узла является его расположение в западном борту Щучьинской ветви ГУН в сложной тектонической зоне северо-западного направления, образованной серией параллельных кулис нескольких разрывных нарушений, многообразный разновозрастный магматизм.

Расположение в зоне сопряжения и пересечения разломов северо-западного и субширотного направлений и на продолжении Тайкеуской рудной зоны редкометалльных золотосодержащих месторождений, насыщенность магматизмом разного возраста и состава, высокая интенсивность проявления поисковых признаков дали основания предполагать в Яркеуском узле сочетание нескольких рудно-формационных типов золотого оруденения – харбейского, тайкеуского и хальмерьинского и предложить авторский вариант оценки прогнозных ресурсов золота категории P₃ в объеме 40 т. Ученым советом ФГУП «ВСЕГЕИ» принято для постановки на учет 22 т (протоколом № 34/12 от 30.11.2012 г.).

На площади Яркеуского узла, как отмечалось выше, широко проявлена россыпная золотоносность. Прогнозные ресурсы россыпного золота были оценены по аналогии с Лонготъеганской россыпью А. Н. Глуховым [124] для основных водотоков узла по категории P₂ в следующем количестве:

- 1) руч. Яршор, правый приток р. Лонготъёган, в верхнем течении – 73,5 кг;
 - 2) руч. Грибной, левый приток руч. Яршор – 84 кг;
 - 3) руч. Каньонный, правый приток среднего течения р. Лонготъёган, с притоками Васьшор и Разломный – 105 кг;
 - 4) руч. Трофимшор, правый приток среднего течения р. Лонготъёган – 45 кг;
 - 5) руч. Подходящий, правый приток среднего течения р. Лонготъёган с притоками Агафон-Шор и Правый – 75 кг.
- Итого по категории P_2 – 382,5 кг.

Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_3 определены тем же автором для Верхне-Яршорской площади, пространственно близкой к Яркеускому узлу, в 17,5 т.

Костальбейский золото-редкометалльный рудный узел прогнозируемый (1.1.4 R,Au)

Костальбейский узел, выделяемый ранее как редкометалльный [155, 201], нами рассматривается также как золотоносный.

В пределах Костальбейского узла известно множество пунктов разнообразной минерализации – молибденовых, золото-медных, железо-медных, собственно золоторудных. Водные артерии, пересекающие узел – р. Лонготъёган, ручьи Тальбейшор, Мелкорыбный, Желтоводный и др. несут наиболее значимые для изученной площади шлиховые потоки золота, в том числе и Лонготъёганское россыпное месторождение (II-5-4).

Костальбейский узел выделен в среднем течении р. Лонготъёган, в тектоническом блоке, заключенном между ветвями крупнейшего северо-западного Лонготюганского разлома (8) и Главного Уральского надвига (тектонической границей Щучинского синклинория), в породах лаптаюганской (PR_{1lp}) и ханмейхойской (PR_{1hn}) свит. Породы, слагающие узел, содержат небольшие тела гранитов сядатаяхинского ($\gamma V-C_{1s}$) и габброидов васькеуского ($v\beta PR_{1v}$) комплексов, а также мелкие дайки граносиенитов лонготского ($\gamma\xi P_{ln}$) и долеритов яляяхинского ($\epsilon\beta T_3-J_{ij}$) комплексов, которые относятся к проявлениям мезозойской активизации.

Узел образован сочетанием целого ряда рудоконтролирующих факторов: расположением в западном борту Щучинской ветви ГУН, в зоне Лонготюганского разлома, представленного здесь серией параллельных кулис, насыщенностью магматическими телами, в том числе хорошо выраженными дайками активизационных лонготского и яляяхинского комплексов.

Геолого-структурная позиция Костальбейского узла, расположенного на продолжении Тайкеуской зоны редкометалльных месторождений (лист Q-42-I), присутствие даек лонготского граносиенитового комплекса, сходство минерагенической специализации с тайкеуским рудотипом (молибден, вольфрам, золото, железо, медь) позволяют предполагать здесь развитие апогранитовой редкоземельно-редкометалльной рудной формации.

В качестве эталонного объекта для подсчета прогнозных ресурсов принят Тайкеуский рудный узел, включающий одноименное месторождение. При проведении ГМК-200 на Щучьинской площади (лист Q-42-I, II) нами была определена площадная продуктивность Тайкеуского рудного узла [20, 132]: Ta_2O_5 – 0,046 тыс. т/км², Nb_2O_5 – 0,371 тыс. т/км², $\sum TR_2O_3$ – 0,226 тыс. т/км², Au – 0,0667 т/км² и платиноиды – 0,0333 т/км².

Тогда прогнозные ресурсы категории P_3 для Костальбейского рудного узла (авторский вариант) составят:

$$Ta_2O_5 = 141 \times 0,046 = 6,5 \text{ тыс. т};$$

$$Nb_2O_5 = 141 \times 0,371 = 52,3 \text{ тыс. т};$$

$$TR_2O_3 = 141 \times 0,226 = 31,9 \text{ тыс. т};$$

$$Au = 141 \times 0,0667 = 9,4 \text{ т};$$

$$Pt = 141 \times 0,0333 = 4,7 \text{ т}.$$

Большое значение для перспектив Костальбейского рудного узла имеет россыпная золотоносность. Оценка перспектив россыпной золотоносности территории наиболее полно была выполнена А. Н. Глуховым с соавторами [124].

Ведущий россыпной объект территории – Лонготъеганское месторождение (II-5-4), где в 1993 г. было утверждено 1,8 т россыпного золота категорий $P_2 + P_3$ (протокол секции НТС Запсибгеолкома № 14/93 от 16.08.1993 г.).

В соответствии с приказом МПР № 19 от 25.12.1996 «Об оценке и учете прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых по состоянию на 1 января 1998 г.», ЦНИГРИ совместно с ЗАО «Полярная горная компания» была проведена прогнозная оценка россыпной золотоносности перспективной территории Полярного Урала. В рамках этой оценки прогнозные ресурсы россыпного золота Лонготъеганского золотоносного узла составили по категориям: P_1 – 300 кг, P_2 – 1500 кг и P_3 – 5200 кг, то есть суммарно 7 т при содержании золота на массу 200 мг/м³. Линейная продуктивность россыпи р. Лонготъеган на всем интервале, изученном скважинами УКБ – 88 кг/км. В оценку были включены только мелкозалегающие россыпи современного вреза. Прогнозные ресурсы категории P_1 оценены в долине р. Лонготъеган, где выявлены россыпи с запасами по категориям C_1 и C_2 . Прогнозируемые участки с ресурсами категории P_1 примыкают к россыпям вверх и вниз по течению реки. Прогнозируемые параметры ресурсов взяты по аналогии с подсчетными параметрами оцененных участков. Прогнозные ресурсы категории P_2 подсчитаны ниже и выше участков с разведанными запасами и прогнозными ресурсами категории P_1 , где отдельными поисковыми выработками установлены концентрации золота.

В протоколе МПР от 16.12.1997 г. по рассмотрению прогнозных ресурсов месторождений россыпного золота по территории Ямало-Ненецкого АО по состоянию на 1.01.1998 г. указано, что россыпи погребенной гидросети изучены недостаточно. Тем не менее проведенные геологоразведочные работы свидетельствуют об имеющихся перспективах для выявления

и оценки промышленных мелкозалегающих месторождений в Лонготъеганском районе россыпной золотоносности и необходимости выявления и опоискования тальвегов древней погребенной гидросети.

Парноеганский золоторудный узел прогнозируемый (1.1.5 Au)

В районе верхнего течения руч. Парноеган нами установлены сближенные пункты минерализации золота и меди (П-1-7, П-2-6, П-2-7, П-2-12, П-2-9, П-2-10), в одном из которых зафиксировано видимое золото. Суммарная мощность рудной зоны 2,5–3 км, по простиранию она прослежена на 9 км. На этом основании нами оконтурен Парноеганский прогнозируемый рудный узел [133].

Геолого-структурная позиция Парноеганского узла определяется его расположением в зоне одноименного глубинного разлома (18) близширотной ориентировки (граф. прил. 1) и приуроченностью пунктов золотой и медной минерализаций, а также полей пропилитизации к пересечениям его с кулисами Харбейского (4) и Малоханмейского (19) северо-западных разломов. На площади узла присутствуют дайки и малые тела габброидов васькеуского метагаббро-долеритового комплекса ($v\beta PR_1v$), апогарцбургитовых серпентинитов минисейского комплекса (ΣRF_3ms), долеритов яляяхинского комплекса ($\epsilon\beta T_3-J_{jj}$). Рассмотренная позиция, как и для описанных выше Харбейского, Ступенчатого и Яркеуского узлов, близка к Хальмерьинскому рудному узлу.

Парноеганский узел контролируется пересечением и сопряжением нескольких ветвей разных северо-западных разломов и содержит малые интрузии и дайки разного состава, в том числе активизационного яляяхинского комплекса.

Прогнозные ресурсы золота Парноеганского прогнозируемого рудного узла, оцененные по площадной продуктивности хальмерьинского рудотипа, были представлены на апробацию во ВСЕГЕИ и утверждены протоколом № 34/12 от 30.11.2012 г. в количестве 14 т.

Евьеганский золоторудный узел прогнозируемый (1.1.6 Au)

Евьеганский узел включает одноименное медно-золотое проявление, несколько пунктов минерализации, ряд площадных геохимических аномалий меди, цинка, свинца, серебра. В водотоках узла установлены шлиховые потоки золота.

Узел расположен на юго-западе площади работ, в долине р. Евъеган и ее правого притока руч. Евъеганъегарт. Как и другие золоторудные узлы, он приурочен к системе параллельных северо-западных разломов – Евъеганскому (23) и Малоханмейскому (19) (граф. прил. 1). Сложен Евъеганский узел метаморфическими породами ханмейхойской свиты (PR_1hm), включающими тела древних гранитогнейсов евъеганского комплекса ($m\gamma PR_1e$) и гранитоидами сядатаяхинского ($\gamma V-C_1s$) комплекса.

Особенностью геолого-структурной позиции узла является его приуроченность к одноименному древнему гранито-гнейсовому куполу и узлам

сопряжения и пересечения разнонаправленных кулис северо-западных нарушений.

Прогнозные ресурсы узла, площадь которого 121 км² оценены также по аналогии с хальмерьинским рудотипом с коэффициентом надежности 0,5 и составляют $121 \times 0,14 \times 0,5 = 8,5$ т золота.

Лаптаеганский золото-редкометалльный рудный узел прогнозируемый (1.1.7 R, Au)

Лаптаеганский узел отличается высокой плотностью рудных объектов разных формационных типов. В его пределах находятся проявления тантала, ниобия и редких земель (Яршорское, II-5-7), золота и молибдена (Реальгаровое, III-4-3), агатов и халцедонов (Ягодное, III-3-15), шлиховые потоки р. Лаптаеган, ручьев Яршор и Ярейсоим, многочисленные пункты минерализации апогранитовой редкоземельно-редкометалльной, молибден-меднопорфировой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной формаций, точечные и площадные геохимические аномалии молибдена, вольфрама, меди, цинка и др.

Узел расположен в центральной части площади листа Q-42-VII, VIII, охватывая долину руч. Хартманюшор – левого притока р. Большой Харбей, нижнюю часть долины р. Лаптаеган и ее левого притока руч. Ярейсоим. Локализуется он в тектоническом блоке, образованном двумя разветвленными параллельными северо-восточными структурными швами – Лаптаеганским (21) и Хартманюшорским (20) разломами, в области их пересечения системой северо-западных глубинных нарушений: южная граница блока проходит по Харбейскому разлому (4), северная – по Лонготюганскому (8), центральную часть его пересекает Малосандибейский разрыв (25). Большая часть площади узла располагается в породах лаптаеганской свиты (PR₁lp), насыщенных множеством малых интрузий и даек гранитоидов сядатаяхинского ($\gamma V - \mathcal{E}_1 s$) и гипербазитов хартманюшорского ($\Sigma' \mathcal{E}_3 - O_1 hr$) комплексов.

Выделение узла основано на его расположении на периферии Бадьяшорского гранито-гнейсового купола в сложной тектонической зоне, охватывающей несколько пластин, заключенных между серией параллельных кулис северо-восточных надвигов, осложненных рядом пересечений и сопряжений с ветвями северо-западного направления, и насыщенной множеством мелких тел и даек гранитоидов.

Лаптаеганский узел объединяется М. А. Шишкиным [201] вместе с Костальбейским узлом в Лаптаеганско-Костальбейскую ниобий-тантал-молибденовую потенциальную рудную зону.

Прогнозные ресурсы тантала, ниобия, редкоземельных элементов и платиноидов категории P₃ для Лаптаеганского узла площадью 161 км² оценены, как и для Костальбейского, по тайкеуской модели (авторский вариант):

$$\text{Ta}_2\text{O}_5 = 161 \times 0,046 = 7,4 \text{ тыс. т;}$$

$$\text{Nb}_2\text{O}_5 = 161 \times 0,371 = 59,4 \text{ тыс. т;}$$

$$\text{TR}_2\text{O}_3 = 161 \times 0,226 = 36,2 \text{ тыс. т};$$

$$\text{Pt} = 161 \times 0,0333 = 5,3 \text{ т.}$$

Особо благоприятная геолого-структурная позиция Лаптаеганского узла, интенсивное развитие прямых и косвенных поисковых признаков разных формационных типов (харбейского, тайкеуского и хальмерьинского) позволяют предполагать здесь совмещенное полигенное и полихронное золотое оруденение с суммарными прогнозными ресурсами 60 т золота. Ученым советом ФГУП «ВСЕГЕИ» принято для постановки на учет 21 т (протоколом № 34/12 от 30.11.2012 г.).

К Лаптаеганскому рудному узлу относится также проявление агатов и халцедонов Ягодное (Харбейское). Прогнозные ресурсы категории P_1 оценены здесь в пределах параметров блоков подсчитанных запасов категории C_2 , с учетом возможности прироста запасов за счет расширения контуров блоков на глубину. Коэффициент достоверности 0,5 принят по опыту работы ПО «Северкварцсамоцветы».

Прогнозные ресурсы категории P_2 оценены в пределах контуров выделенных перспективных участков по аналогии с Ягодным пропорционально площади. Коэффициент достоверности для участков первой очереди проверки 0,3, второй очереди – 0,1. В целом величина прогнозных ресурсов категории P_1 – 172 т, P_2 – 157 т [109].

Россыпная золотонность на площади узла была оценена А. Н. Глуховым [124] в долине р. Лаптаеган на протяжении 7 км вниз от устья руч. Порцесоим. Прогнозные ресурсы шлихового золота по категории P_2 составили 154 кг.

Сандибейский золоторудный узел прогнозируемый (1.1.8 Au)

Сандибейский прогнозируемый рудный узел выделен нами впервые по результатам ГДП-200 в 2011 г. В его контурах установлены пункты минерализации золото-сульфидно-кварцевого типа (III-5-1, III-5-2), ореолы метасоматитов березитового типа и шлиховые потоки по рекам и ручьям.

Сандибейский прогнозируемый золоторудный узел расположен в междуречье Большой–Малый Сандибей в породах лаптаюганской (PR_1/p) свиты, насыщенных разновозрастными магматическими образованиями. Здесь установлены дайкообразные тела гранитогнейсов евьяганского (γgPR_1e), метадолеритов васькеуского ($v'\beta PR_1v$), малые интрузии гранитов сандибейского ($\gamma RF_{2-3}sl$) комплексов. Одна из интрузий, расположенная на р. Малый Сандибей, пересекается Малосандибейским разломом (25) северо-западного направления. В зоне разлома в теле интрузии В. А. Душиным закартирована дайка щелочных габбродолеритов яляяхинского комплекса ($\epsilon\beta T_3-J_{ij}$), вблизи которой развиты кварцевые жилы с сульфидами и золотом.

Особенностью Сандибейского узла, как и Евьяганского, является участие в его строении крупного Бадьяшорского гранито-гнейсового купола, ограниченного кольцевыми и дуговыми разломами. Субмеридиональные разрывы, ограничивающие узел с востока и запада, пересекаются как с

кольцевыми нарушениями, образующими структуру купола, так и с северо-западными и субширотными дизъюнктивами.

Прогнозные ресурсы Сандибейского узла, площадь которого составляет 155 км^2 , оценены по аналогии с хальмерьинским рудотипом с коэффициентом надежности 0,5: $155 \times 0,14 \times 0,5 = 11 \text{ т}$ золота.

По россыпному золоту, по данным А. Н. Глухова [124], прогнозные ресурсы долины р. Малый Сандибей в верхнем течении на протяжении 8 км по категории P_2 составляют 176 кг.

Харчерузский платино-золото-хромоворудный узел прогнозируемый (2.1.1 Cr, Au, Pt)

Харчерузский узел включает одноименный гипербазитовый массив и ограничивающую его зону меланжа. В границах массива на площади работ известно шесть проявлений и ряд пунктов хромитовой минерализации.

Харчерузский блок рассматривается предшественниками (А. К. Афанасьев, Л. И. Гурская, Б. В. Печенкин, И. И. Попов) как самостоятельная структура в контурах Сыумкеуского массива. Блок находится в зоне сочленения трансструктурных глубинных разрывов с развитыми в нем двумя системами разрывных нарушений: северо-западного ($330\text{--}340^\circ$) и северо-восточного ($60\text{--}70^\circ$) направления, которые также характерны для массива в целом.

Главным рудоконтролирующим фактором, обусловившим оконтуривание узла, является хромитоносный массив дунит-гарцбургитового состава.

В пределах Харчерузского блока выделено одноименное рудное поле. С запада и северо-запада оно ограничено по контакту неизмененных ультрабазитов блока, с юга и северо-востока по линии границы с четвертичными отложениями долины руч. Харчерузь. Площадь рудного поля составляет порядка 52 км^2 и характеризуется развитием дунит-гарцбургитового комплекса.

В строении комплекса преобладают деплетированные гарцбургиты с выделениями шпиров и полос дунитов в количестве 10–30% и более, за исключением небольшого поля на западе с количеством выделений дунитов до 10%.

К полосе развития десерпентинизированных дунитов тяготеют также тела талькового камня линзовидной формы. Мощность их до 5–20 м, протяженность – десятки метров.

По мнению И. И. Попова и Б. В. Печенкина [167], Харчерузское рудное поле является высокоперспективным, но слабо изучено.

Прогнозные ресурсы хромовых руд подсчитаны указанными авторами по категории P_3 до глубины 300 м. Оценочные параметры для высокохромистого типа оруденения приняты по аналогии с наиболее изученным участком Пэлянг, выделенным севернее площади работ на листе Q-42-II. Общие ресурсы хромитовых руд составили: 19 млн т ($15\,600\,000\,000 \times 0,4 \times 0,00838 \times 3,6 \times 0,1$), где:

- объемная масса дунит-гарцбургитового комплекса – $15\,600\,000\,000 \text{ м}^3$;
- средний коэффициент встречаемости дунитовых тел – 0,4;

- средний коэффициент рудоносности дунитов – 0,00838;
- объемный вес руды – 3,6 т/м³ (среднее содержание Cr₂O₃ – более 30%);
- коэффициент надежности подсчета ресурсов – 0,1.

Нами при проведении полевых работ отмечено, что в элювиально-делювиальных развалах, покрывающих поверхность Харчерузского массива, почти повсеместно присутствуют обломки с вкрапленностью хрошпинелидов, и лишь отдельные, наиболее крупные их скопления обозначены как пункты минерализации или проявления. Наличие столь ясно выраженных прямых поисковых признаков подтверждает высокую оценку перспектив массива на хромитовое оруденение.

Экспертизой ВСЕГЕИ прогнозные ресурсы Харчерузского узла в 19 млн т признаны завышенными, так как даже для Хадатинского участка, самого перспективного в массиве Сьум-Кеу, ВИМС на 1.01.2010 г. утверждено только 10 млн т хромитовых руд по категории P₃. Предлагается ресурсы хромовых руд Харчерузского узла оценить по аналогии с Райзским рудным узлом, включающим одноименное месторождение хромитов. Запасы и ресурсы категорий P₁+P₂ Райзского узла на 1.01.2010 г. утверждены в количестве 88 млн т на площадь 383 км². Отсюда площадная продуктивность эталонного рудного узла будет равна: 88/383=0,2 млн т/км². Коэффициент надежности в связи с низкой изученностью территории рекомендуется принять в размере 0,1. Тогда прогнозные ресурсы Харчерузского узла площадью 101 км² по категории P₃ составят: 101×0,2×0,1=2 млн т. Эта цифра принята экспертизой ВСЕГЕИ к утверждению.

С хромитоносными гипербазитовыми массивами Полярного Урала традиционно связывается и платинометалльное оруденение. Прогнозные ресурсы Харчерузского узла на МПГ по категории P₂ Л. И. Гурская определяет в 1,2 т [74]. Ресурсы категории P₃ оцениваются нами по аналогии с массивом Рай-Из. Для Райзского узла (категории P₂+P₃) оценены Л. И. Гурской в 16 т. Площадь массива 380 км², то есть площадная продуктивность равна 16/380=0,042 т/км². Площадь Харчерузского узла 101 км², следовательно, принимая коэффициент достоверности 0,5, ресурсы можно оценить в количестве 0,042×101×0,5 ≈ 2 т. Эти ресурсы рассматриваются как авторские, поскольку использованные для расчета продуктивности цифры не утверждены.

В приконтактных областях Харчерузского массива нами выявлен ряд пунктов золоторудной минерализации (см. разд. «Хром» в гл. «Полезные ископаемые»).

Месторождения золота в альпинотипных гипербазитах – Золотая Гора и Кировское известны на Южном Урале. Оба объекта локализуются в зоне Сугомакско-Кацбахского граничного глубинного разлома, разделяющего Магнитогорский рифт и Сысертско-Ильменогорский антиклинорный блок. По разлому приведены в соприкосновение породы, сильно отличающиеся по возрасту – ильменогорско-сысертский метаморфический комплекс рифея и породы карабашской зеленокаменной толщи силура [57].

Геолого-структурная позиция золотой минерализации Харчерузского блока имеет много общего с рассмотренными объектами-аналогами. Все выявленные пункты повышенной концентрации золота тяготеют к зоне

глубинного разлома, отделяющего гипербазиты массива от метаморфических пород ханмейхойской свиты. В составе массива преобладают гарцбургиты. Рудоносных хлограпитов, развитых на месторождении Золотая Гора, в пределах Харчерузского блока не обнаружено, однако в контактовой зоне повсеместно встречаются пластины антигоритовых серпентинитов, с которыми связывается золото на Кировском месторождении. На основании этих признаков в качестве объекта-эталона принимается Кировское месторождение.

Для оценки ресурсов воспользуемся прямым расчетом. Золото в пределах Харчерузского массива установлено (г/т) в хромосодержащих гарцбургитах – 2,76, безрудных верлитах – 2,29, в хромитовых проявлениях: 1,44 (Харчерузское-IV), 0,93 (Харчерузское-VI), 0,53 (Харчерузское-V). Среднее содержание по пяти пробам составляет 1,59 г/т. Распределение золота на Кировском месторождении неравномерное, кустовое, в связи с чем следует принять коэффициент рудоносности 0,01. Так как золотоносность массива практически не изучена, используем также коэффициент достоверности 0,01. Площадь Харчерузского узла вместе с зоной меланжа 101 км². Глубина прогноза – 100 м. Объемная масса серпентинизированных гарцбургитов – 3,0 т/м³. Прогнозные ресурсы золота по категории P₃ составят: $101 \times 10^6 \times 100 \times 3 \times 1,59 \times 10^{-6} \times 0,01 \times 0,01 \approx 5$ т. Экспертизой ВСЕГЕИ эти ресурсы приняты к утверждению.

Юньягинский золото-железорудный узел (2.1.2 Fe, Au)

Юньягинский рудный узел включает одноименное малое месторождение и ряд проявлений скарново-магнетитового типа, суммарные запасы и прогнозные ресурсы железа которых составляют порядка 200 млн т [155]. На рассматриваемой территории находится только проявление Овальное (I-7-1) с запасами 3 млн т [140], остальные объекты располагаются севернее – на территории листа Q-42-II.

Пространственно узел совпадает с полем развития крупного многофазного плутона, образующего массив девонского возраста габбро-диорит-гранитового состава. Большое значение имеет присутствие в толще вмещающих пород прослоев карбонатного состава, благоприятных для скарнообразования и формирования золотосодержащего скарново-магнетитового оруденения.

Прогнозные ресурсы Юньягинского рудного поля по авторским оценкам по категории P₁ – 36 млн т, P₂ – в 70,1 млн т [142]. В 2006 г. ВИМС были утверждены прогнозные ресурсы Юньягинского рудного узла в целом площадью 555 км² по категориям: P₃ – 90, P₂ – 290, P₁ – 195 млн т (протокол № 9 от 3.03.2006 г.). На 1.01.2009 г. ресурсы категории P₃ были увеличены до 210, а категории P₂ – уменьшены до 28 млн т (протокол № 4 от 17.03.2009 г.). Оценка ресурсов специалистами ВИМС выполнена методом аналогии. В качестве эталона принято собственно Юньягинское месторождение, по которому определена площадная продуктивность рудного узла – 0,76 млн т/км².

В пределах рассматриваемой территории располагается южная, наименее изученная, часть Юньягинского рудного узла площадью 487 км², близкая к Юньягинско-Ольховскому узлу, выделяемому специалистами ВИМС в пределах Щучьинского рудного района с прогнозными ресурсами железной руды 111,5 млн т по категории P₃ и 21,1 млн т по категории P₂ (протокол № 14 от 3.06.2009 г.). Оценка ресурсов нашей части узла с учетом коэффициента надежности 0,3, рекомендованного ВИМС для площадей с известными проявлениями и пунктами минерализации, дает такой же результат: $487 \times 0,76 \times 0,3 = 111$ млн т.

Необходимо отметить также, что для Юньягинского рудного узла ВИМС утверждены также прогнозные ресурсы титаномагнетитовых руд по категории P₃ в количестве 320 млн т руды (протокол № 4 от 17.03.2009 г.). Этот тип представлен рядом магнитных аномалий, охарактеризованных в гл. «Полезные ископаемые».

В связи с выделением Ауэрбаховско-Новогодненского ВПП, вмещающего одноименную золоторудную зону с месторождениями Воронцовское и Новогоднее-Монто [70], перспективы Юньягинского узла должны быть пересмотрены и в отношении золота. Расположение на северном продолжении Ауэрбаховско-Новогодненской рудной зоны, а также сходство геолого-структурной позиции и качественной характеристики руд говорят об аналогии и потенциальной золотоносности юньягинской группы объектов. Подтверждением этого являются результаты проведенного Полярно-Уральской ГРЭ повторного опробования керна Юньягинского месторождения, показавшего содержание золота от 0,2–0,5 до 6,5–8,52 г/т [183], а также данные ЦНИГРИ, согласно которым содержание золота на Юньягинском месторождении составляет от 0,02 до 10,2 г/т, на проявлении Дорожное – 0,06–4,60 г/т, на Отдельном – 4,60 г/т, на Овальном – 0,10–0,48 г/т [117].

Т. Н. Селюковой [183] оценены прогнозные ресурсы золота одного из самых крупных проявлений узла – Овального (I-7-1) с запасами 3 млн т железной руды [140]. Для подсчета ресурсов принято: среднее содержание (С) Au 2,3 г/т, площадь (S) 13 000 м², мощность рудного тела (Н) – 14 м, удельный вес магнетитовых руд (d) – 4,5 т/м³, коэффициент рудоносности (К) – 0,3. Результаты подсчета: $Q = K \times C \times d \times H \times S = 0,3 \times 2,3 \times 4,5 \times 14 \times 13\ 000 = 550$ кг золота (0,55 т) (категория P₂).

В пределах Юньягинского узла на листе Q-42-VII, VIII выделяются отдельные участки, которые могут рассматриваться как брахисинклинали, отвечающие прогибам кровли плутона, образующего Юньягинский массив. Брахисинклинали (условно названные по близлежащим ручьям Харутская, Яляяхинская, Харасавэйяхинская, Каменистая и др.) сложены вулканогенно-терригенно-карбонатными породами нижней подтолщи янганапэйской (S₁–D_{1j}n₁) толщи и сядайской (O₃–S_{1sd}) свиты и осложнены разломами. Из-за небольших размеров (первые десятки км²) они не могут быть объектами прогноза в рамках ГДП-200, поэтому оценка ресурсов выполнена для Юньягинского узла в пределах изученной площади в целом. Отложения, отвечающие брахисинклинальным прогибам, занимают примерно 10% площади узла, поэтому использован коэффициент рудоносности 0,1 и тот же коэффициент надежности 0,5. Площадь узла – 487 км².

В качестве аналога для оценки ресурсов золота принимается Тоупугол-Ханмейшорский рудный узел.

Как уже отмечалось, на 1.01.2010 г. совместные запасы месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское утверждены в Департаменте «Уралнедра» в количестве 14 т по категории C_1 и 3 т по категории C_2 ; общие прогнозные ресурсы Новогодненского и Ханмейшорского рудных полей на ту же дату приняты Ученым советом ЦНИГРИ по категориям P_1 – 38,5 т, P_2 – 78 т (протокол № 2 от 20.12.2012 г.). Итого по рудному узлу суммарно запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$) составит 133,5 т. Площадь Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла – 111 км². Следовательно, площадная продуктивность будет равна 1,2 т/км². Так как золотоносность рудного узла установлена и в его пределах есть рудные объекты ранга проявлений, коэффициент надежности примем в размере 0,5.

Тогда ресурсы золота по категории P_3 для Юньягинского узла площадью 487 км² составят: $487 \times 1,2 \times 0,1 \times 0,5 \approx 30$ т. Отметим, что экспертизой ВСЕГЕИ для всей территории узла, расположенного на листах Q-42-II и Q-42-VIII, площадью 670 км², по результатам паспортизации в 2008 г. приняты ресурсы золота категории P_3 в количестве 60 т.

Тоупугол-Ханмейшорский железо-золоторудный узел (3.1.1 Au, Fe)

В Тоупугол-Ханмейшорском рудном узле сосредоточены все практически значимые на сегодняшний день рудные объекты рассматриваемой площади: сближенные месторождения Новогоднее-Монто (золото, железо), Петропавловское (золото) и Новогоднее (известняки). Кроме того здесь выявлен целый ряд проявлений золота (Аномальное, Карьерное, Караченцева, Ханмейшорское и др.), железа (Обское, Невидимка), бокситов (Тоупугольское), меди (Малоханмейское) и несколько пунктов золоторудной минерализации.

Рассматриваемый узел расположен в пределах Войкарского островодужного террейна, в западном крыле Войкарского синклиниория, заполненного базит-гипербазитовыми породами райизско-войкарского ($v\sigma_{O_{1-2}rv}$) и кэршорского ($vO_{2-3}k$) комплексов. В западном крыле над ними обособляются согласные тела гранодиоритов собского комплекса ($q\delta D_{1-2}S_2$).

В тектоническом плане район рассматривается как апикальная, северная часть Войкарского краевого вулканоплутонического пояса (ВПП) девонского возраста, с которым большинство исследователей и связывают золотое оруденение Тоупугол-Ханмейшорского узла. На продолжении пояса, в Ауэрбаховском районе Северного Урала, расположено Воронцовское золото-скарновое месторождение, аналогом которого считается Новогоднее-Монто.

Рудный узел приурочен к гранодиоритам и локализуется в непосредственной близости от зоны Главного Уральского надвига. По мнению В. А. Лючкина с соавторами [53], геологическая позиция узла отвечает крупной асимметричной Тоупугольской брахисинклинали, или вулканотектонической депрессии, сформированной вулканогенно-осадочными породами среднего палеозоя, обрамлением которой служат породы Собского

полиформационного батолитоподобного плутона. Юго-восточное крыло брахисинклинали срезано тектонической зоной Обского уступа и открыто мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты. Эта тектоно-магматическая структура длительного развития располагается в области пересечения долгоживущих региональных зон тектонических нарушений продольно- и поперечно-уральского направлений. Поперечные разрывы обуславливают блоковое строение территории и контролируют размещение более поздних магматических образований субщелочного профиля.

Разрывы восток-северо-восточной ориентировки расчленяют узел на ряд в разной степени погруженных широтных блоков. В пределах узла эрозией вскрываются апикальные части интрузивных массивов собского и конгорского (D_3kn) комплексов и многочисленные разновозрастные дайки «пестрого» состава. Эти образования и сопряженное с ними золотое оруденение рассматриваются в составе единой длительно развивающейся рудно-магматической системы. Нарушения этой группы контролируют положение основных жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных зон золото-сульфидно-кварцевого состава [53].

В пределах рудного узла выделяется два рудных поля – собственно Новогодненское и потенциальное Ханмейшорское.

Запасы магнетитовой руды месторождения Новогоднее-Монто (IV-2-5), как уже отмечалось, утверждены в количестве 4,814 млн т. Авторские прогнозные ресурсы оценивались для месторождения до глубины 109 м по категории P_1 в 18 млн т и для рудного поля до глубины 300 м по категории P_2 – 37,8 млн т [142]. Ресурсы категории P_3 определены для Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла до глубины 600 м в 80 млн т [153], но экспертами ВСЕГЕИ по результатам паспортизации принято 40 млн т до глубины 300 м [155]. Специалистами ВИМС прогнозные ресурсы железных руд рассматривались для Новогодненского рудного узла площадью 657 км². Оконтуренный в пределах листа Q-42-VII Тоупугол-Ханмейшорский узел площадью 111 км² является его восточной частью. Оценка была выполнена методом аналогии, в качестве эталонного объекта принято месторождение Третье Северное. Площадная продуктивность для эталонного рудного узла определена в размере 0,71 млн т/км². В результате на 1.01.2006 г. были утверждены ресурсы по категории P_3 в количестве 130, P_2 – 70, P_1 – 18 млн т (протокол № 9 от 3.03.2006 г.). На 1.01.2009 г. ресурсы категории P_3 увеличены до 140 млн т (протокол № 4 от 17.03.2009 г.). Отметим, что ресурсы категорий P_1 и P_2 выделены в пределах Новогодненского рудного поля, то есть относятся к Тоупугол-Ханмейшорскому узлу, тогда как ресурсы категории P_3 распространяются на площадь 657 км².

Принимая ту же продуктивность и рекомендуемый ВИМС коэффициент надежности для узлов с известными месторождениями 0,4, получим ресурсы железной руды категории P_3 в авторском варианте: $111 \times 0,71 \times 0,4 = 31,5$ млн т. Эти результаты близки к принятым ВСЕГЕИ.

Прогнозные ресурсы коренного золота Тоупугол-Ханмейшорского (Новогодненского) рудного узла, как и всей металлогенической зоны Войкарского (Малоуральского) ВПП, впервые оценивались И. Г. Пермино-

вым в 1992 г., затем они были уточнены после завершения работ на площади [164] и составили 75 т по категориям P_1 и P_2 . При этом прогнозировались три типа руд:

- золото-сульфидно-магнетитовые (Новогоднее-Монто) в скарнах,
- жильно-прожилковые зоны с прожилково-вкрапленными золото-сульфидно-кварцевыми рудами (Новогоднее-Монто и Петропавловское),
- переотложенные коры выветривания в карсте.

А. Н ординовым с соавторами в 2005 г. [112] оценка ресурсов золота проведена на 13 перспективных участках, выделенных на основании геологической, геофизической и геохимической информации. Оценка прогнозных ресурсов проведена по формуле:

$$P_{2+1} = k_1 \times k_2 \times S \times C,$$

где k_1 – коэффициент достоверности прогноза, состоящий из двух коэффициентов: $k = k_{\text{подобия}} \times k_{\text{изученности}}$;

$k_{\text{подобия}} = 0,8-0,5$ показывает степень соответствия набора информативных геологических факторов;

$k_{\text{изученности}} = 0,4$ показывает степень соответствия выполненных на объекте работ необходимому комплексу работ и методов, рекомендуемых для этой стадии работ в золоторудных провинциях;

k_2 – коэффициент, учитывающий глубину прогноза (150 м), составляет для объектов золото-сульфидно-магнетитового типа 0,5; для объектов золото-сульфидного типа – 0,6;

S – площадь совмещенных геофизических аномалий, км^2 ;

C – удельная продуктивность эталонного объекта, $\text{т}/\text{км}^2$.

Площади совмещенных геофизических аномалий определялись на компьютере с помощью программы ArcView на карте геофизических аномалий масштаба 1 : 25 000.

Удельная продуктивность месторождения Новогоднее-Монто при глубине оценки 300 м, по данным «Ямалзолото», на момент прогноза составляла 238,6 $\text{т}/\text{км}^2$, Петропавловского – 227,8 $\text{т}/\text{км}^2$ (глубина оценки 250 м).

Результаты прогнозной оценки приведены в табл. 5.

Проявление Ханмейшорское оценено прямым расчетом И. Г. Перминовым [164], месторождение Петропавловское – по данным ОАО «Ямалзолото».

По месторождению Новогоднее-Монто [54] оценка прогнозных ресурсов золота по категории P_1 выполнена для глубоко залегающей части рудного тела залежи Скарновая и серии разрозненных пересечений мелких тел золото-сульфидно-кварцевых руд с использованием в качестве разрабочных параметров временных разведочных кондиций. Глубина оценки ограничена в каждом случае глубиной пересечения, а размеры – половиной расстояния между «пустой» и рудной выработкой; 8155 кг приходится на рудную залежь Скарновая. По итогам Государственной экспертизы отчета к прогнозным ресурсам категории P_1 отнесены также авторские запасы золота категории C_2 четырех блоков в количестве 38 кг, как характеризующиеся высокой прерывистостью, рудного тела Линзовое в количестве 25 кг, как

Прогнозные ресурсы золота Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла [112]

№ п/п	Объекты прогноза (наименование, номер на карте)	Площадь аномалий S, км ²	Поправочные коэффициенты				Прогнозные ресурсы, т	
			k _и	k _п	k ₂	K _{общ}	P ₁	P ₂
1	Ханмейшорское (III-2-11)						9,3	
2	Аномальное (IV-2-2)	0,0966	0,4	0,8	0,5	0,16		3,7
3	Карьерное (IV-2-12)	0,1236	0,4	0,8	0,5	0,16		4,7
4	Тоупугольское (IV-2-11)	0,3035	0,4	0,8	0,5	0,16		11,5
5	Участок Северный (IV-3-1)	0,1426	0,4	0,8	0,5	0,16		5,4
6	Караченцева (IV-2-10)	0,0847	0,4	0,8	0,5	0,16		3,2
7	Придорожный (IV-2-14)	0,5269	0,4	0,8	0,6	0,192		23,0
8	Западный (Петропавловское IV-2-8)						25	60
9	Соколиный (III-2-10, III-2-12)	0,1638	0,4	0,5	0,6	0,12		4,7
10	Другие участки (№ 1, 3, 10, 11) в сумме	1,6410	0,4	0,5–0,8	0,5–0,6	0,1–0,16		39,9
	ИТОГО:						34,3	156,1

не прослеженное с поверхности, и забалансовые руды категории C₂ вне контура карьера в количестве 290 кг.

Суммарные прогнозные ресурсы золота категории P₁ лицензионной площади месторождения на изученную глубину составили 9152 кг.

Для месторождения Петропавловское установлен ряд элементов геологического строения, характерных для объектов так называемого порфирирового типа. Это штокверковый характер золоторудной минерализации, пространственная ассоциация рудных тел с телами «порфирировых» интрузивных фаз продуктивных комплексов, телескопированная объемная рудно-метасоматическая зональность, наличие «пиритовых ореолов» на периферии рудных тел, концентрическая зональность распределения рудных концентраций и др. Пространственная ассоциация золото-сульфидно-кварцевых штокверковых объектов с оруденением жильного и скарнового типов, наблюдаемая в объеме Новогодненского рудного поля, также весьма характерна для рудно-магматических систем порфирирового типа.

Отнесение месторождения Петропавловское к порфирировому семейству позволило бы рассматривать его в группе большеобъемных объектов с невысоким (1,5–1,8 г/т) содержанием золота, которые в связи с ростом цен на благородные металлы переходят в разряд рентабельных. Кроме того, это обстоятельство должно учитываться при определении направлений дальнейших ГРП в пределах Тоупугол-Ханмейшорской площади и других перспективных площадей [12].

В потенциальном Ханмейшорском рудном поле наиболее интересной в поисковом отношении является субмеридиональная зона разлома, трасирующаяся на протяжении 2 км серией электрических аномалий ВП через западный фланг проявления Аномальное (IV-2-2) до проявления Ханмейшорское (III-2-11) включительно. Размеры, характер и структурное положение этих аномалий идентичны аномалиям, приуроченным к зоне разлома, в котором локализовано месторождение Петропавловское. Проявления Аномальное и Ханмейшорское в геофизических полях соединены меридиональной электрической аномалией ВП протяженностью 2,4 км с поляризуемостью 1,2–1,8%. При ее заверке линиями скважин на южном и северном флангах проявления Аномальное выявлены зоны безрезитизации с тонкой пиритизацией и содержанием золота 1,0–3,5 г/т при вертикальной мощности от 15 до 50 м. Еще две аналогичные зоны с вертикальной мощностью до 100 м и протяженностью по 300–350 м каждая выявлены между проявлениями и на самом Ханмейшорском проявлении. В результате вырисовывается рудолокализирующая структура, во многом аналогичная золоторудной зоне, вмещающей месторождение Петропавловское. Ресурсный потенциал Ханмейшорского рудного поля определяется в 40–50 т [53].

На 1.01.2010 г. Ученым советом ЦНИГРИ (протокол № 2 от 20.12.2012 г.) прогнозные ресурсы золота Тоупугол-Ханмейшорского узла уточнены (табл. 6).

Таблица 6

Баланс прогнозных ресурсов золота Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла на 1.01.2010 г.

№ п/п	Название объекта	Прогнозные ресурсы золота, т	
		P ₂	P ₁
1	Новогодненское рудное поле, в т. ч.:	60	36,6
1.1	Северный фланг месторождения Петропавловское		7,68
1.2	Южный фланг месторождения Петропавловское		0,16
1.3	Карьерное проявление		0,27
1.4	Проявление Караченцева		0,49
1.5	Новогоднее-Монто месторождение		3,0
1.6	Западный участок	60	25,0
2	Ханмейшорское рудное поле, в т. ч.:	18	1,9
2.1	Проявление Аномальное		1,48
2.2	Проявление Тоупугольское		0,38
	ИТОГО:	78	38,5
	Всего (P ₁ +P ₂)	116,5	

Экспертизой ВСЕГЕИ для Новогодненского рудного узла площадью 135 км² по результатам паспортизации в 2008 г. по категории Р₃ утверждено 25 т золота.

Авторская оценка базируется на расчете площадной продуктивности новогодненского рудотипа, приведенном выше, при характеристике Юньягинского рудного узла. Учитывая сложный полигенный и полихронный характер оруденения, при оценке следует использовать коэффициент надежности 0,5. Исходя из этого, для Новогодненского (Тоупугол-Ханмейшорского) рудного узла (3.1.1 Au, Fe), площадь которого 111 км², прогнозные ресурсы по категории Р₃ оцениваются в объеме 67 т золота ($111 \times 1,2 \times 0,5 \approx 67$ т).

Ресурсы диаспор-бемитовых бокситов узла по категории Р₃ утверждены ВИМС (протокол № 5 от 27.02.2006 г.) в количестве 5 млн т.

Россыпная золотоносность изучалась А. Н. Глуховым [124] в пределах Новогодненской площади, пространственно близкой к Тоупугол-Ханмейшорскому узлу.

Новогодненская площадь охватывает отрезок нижнего течения р. Малый Ханмей длиной 4 км вниз от устья руч. Ханмейшор, долину руч. Ханмейшор, руч. Тоупугол – всего 88 км². Коренные источники – золото-скарновое месторождение Новогоднее-Монто, проявления Карьерное, Тоупугольское, Ханмейшорское и др. Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории Р₃ составили 7 т. Прогнозируемая линейная продуктивность долин участка равна (в прогноз включены только долины II–III порядков) 130 кг/км.

Кроме аллювиальных россыпей, по мнению Г. Х. Булякова и Ю. И. Гольдфарба [113], возможно, существуют и прибрежно-морские, приуроченные к тектоническим уступам, в частности к граничной зоне между горной частью Уральского поднятия и Западно-Сибирской равниной. В качестве примера благоприятной геоморфологической обстановки для формирования золотых россыпей авторы рассматривают район Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла. Узел расположен на тектоническом уступе в пределах поверхности выравнивания (педимента) с абс. отм. от 120–95 до 15–10 м. Граница между аккумулятивно-денудационной поверхностью уступа и аккумулятивной поверхностью Обской низменности проходит по серии тектонических нарушений, образующих ряд последовательно опускающихся ступеней. Отложения казанцевского горизонта имеют горизонтальное залегание. Как маркировочный горизонт, они фиксируют положение древней прибрежно-морской полосы и таким образом определяют место формирования прибрежно-морских россыпей.

Пески казанцевского горизонта имеют пестрый минеральный состав: кварц, обломки пород, амфиболы, эпидот, хлорит, слюда, пироксен, гранат, полевые шпаты и др. Из рудных минералов отмечаются ильменит, рутил, анатаз, магнетит, гематит, марказит, сидерит, хромит и золото. Высокое содержание тяжелых минералов говорит о существовании прибрежно-морских фаций осадков казанцевского горизонта. Существование древних россыпей подтверждается и единичными находками в зоне окисления месторождения Новогоднее-Монто крупных золотин со следами длительной транспортировки. Наиболее благоприятными для формирования россыпной

золотоносности считаются участки пересечения восточной границы уступа предполагаемыми палеодолинами, где прогнозируются россыпи доханмейского возраста трех динамических типов: эрозионного, аккумулятивного и берегового [113].

Обской узел угленакопления прогнозируемый (4.1.1 УБ)

Впервые прогнозные ресурсы бурых углей, вскрытых скважинами Обского профиля в 1958–1959 гг., были оценены изучавшим их Б. Г. Коноваловым в количестве около 1 млрд т [143]. В. П. Еремин с соавторами согласился с прогнозными ресурсами юрских углей, но считали недооцененными триасовые [134]. По оценке А. В. Цымбалюка, ресурсы бурого угля составляют более 2,2 млрд т [197].

В 2007 г. сотрудниками ВНИГРИуголь была произведена геолого-экономическая переоценка углепроявлений [187]. Прогнозные ресурсы углей района были оценены на 1.01.1998 г. по наиболее перспективной части района – Обскому прогнозируемому узлу угленакопления в количестве 3304 млн т по категориям $P_1 + P_2 + P_3$.

Обской узел угленакопления (4.1.1 УБ) находится к западу от г. Салехард в районе станций Лабитнанги и Обская и пересекается железной дорогой Сейда–Лабитнанги. В структурном плане он расположен в пределах Шурышкарской впадины, ограниченной с востока Хашгортским мегавалом и Салехардским выступом, с севера – Щучьинским выступом палеозойских пород, а с запада – структурами Урала.

Из всех углепроявлений Полярного Урала Обской узел наиболее изучен. Он оконтурен по данным бурения скважин Обского профиля [116] и последующих поисково-оценочных работ [134]. Впоследствии на площади узла проводились работы Ревизионной партией Полярно-Уральского ПГО.

Прогнозные ресурсы Обского узла угленакопления по состоянию на 1.01.1998 г. оценены до глубины 600 м в количестве 3304 млн т, в том числе по категориям P_1 – 736 млн т, P_2 – 387 млн т и P_3 – 2181 млн т. При переоценке на 1.01.2008 г. прогнозные ресурсы определены в количестве 1139 млн т, в т. ч. по категориям P_1 , P_2 и P_3 соответственно 736, 387 и 16 млн т.

По интервалам глубины оценки прогнозные ресурсы Обского узла распределены следующим образом: 0–100 м – 14 млн т по категории P_1 ; 100–300 м – 582 млн т, в том числе по категориям $P_1 + P_2$ – 574 млн т; 300–600 м – 543 млн т, в том числе 535 млн т по категориям $P_1 + P_2$.

К геолого-экономической оценке по Обскому узлу угленакопления приняты прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 в количестве 736 и 387 млн т соответственно. Практически все ресурсы залегают на глубинах от 100 до 600 м (99%) и только 14 млн т категории P_1 – на глубине до 100 м.

В целом Обской узел рассматривается как весьма перспективный, поскольку он находится в северо-восточной краевой части Ляпинско-Лангурского прогиба, где на широкой площади угленосные отложения залегают на доступных глубинах (0–300 м и 300–600 м). Фундамент прогиба (Шурышкарской впадины) здесь расчленен структурами более мелкого

порядка, в некоторых из которых вполне возможно обнаружение мощных угольных залежей триасового или юрского возраста.

Необходимо отметить, что существование единого Сосьвинско-Салехардского бассейна признается далеко не всеми исследователями. В. П. Шатров [96] считает, что Салехардская и Северо-Сосьвинская впадины являются совершенно разными самостоятельными структурами, у которых общее только одно – возраст угленосных осадков. Геологическая история впадин принципиально различна. Северо-Сосьвинский бассейн рифтогенный, это система узких щелевидных грабенов, ориентированных согласно уральскому простиранию. Угленосные структуры Салехардского бассейна наложены на древний купольно-кольцевой структурный план, приурочены к блоку древней консолидации и имеют субширотное и северо-западное простирание. Структурный рисунок угленосных отложений в небольших изометричных впадинах обусловлен здесь сетью разрывных нарушений и глубинными разломами. Кроме того, бассейны разделяют 300 км безугольного пространства Хулгинского и Войкарского прогибов.

В целом проведенные прогнозно-минерагенические исследования [133] говорят о том, что основные перспективы рассматриваемой территории связаны с коренным золотом. В первую очередь, это новогодненский тип оруденения, объединяющий золото-скарновую и золото-сульфидно-кварцевую минерализацию. Определенным потенциалом обладает Юньягинский узел, в скарноворудных объектах которого также установлена золотая минерализация. Важным фактом является золотоносность Харчерузского массива и сопряженной с ним зоны меланжа.

На наш взгляд, большой интерес представляет также зона структурно-стратиграфического несогласия, ограничивающая Харбейский рудный узел и контролирующая месторождения молибдена и вольфрама, редких и редкоземельных элементов, проявления урана, многочисленные пункты золотой минерализации.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На площади листа Q-42-VII, VIII гидрогеологических съемок и планомерных специализированных гидрогеологических исследований не проводилось, поэтому гидрогеологическая характеристика приводится на основе фондовых и литературных материалов.

В гидрогеологическом отношении, согласно современной региональной схеме [41], северо-западная часть площади принадлежит к Магнитогорскому гидрогеологическому массиву (II-A), входящему в состав Уральской сложной гидрогеологической складчатой области (II), а юго-восточная часть – Иртыш-Обскому артезианскому бассейну (I-A) Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна (I).

Гидрогеологические особенности изучаемой территории определяются рядом факторов:

- геологическим строением;
- мощностью и строением толщи многолетнемерзлых пород, ее температурным режимом и динамикой развития;
- наличием поверхностных водотоков и водоемов.

Согласно схеме распространения многолетнемерзлых пород (В. В. Баулин), изучаемая территория принадлежит к Северной геокриологической зоне (сплошного распространения многолетнемерзлых пород). Особенности строения многолетнемерзлых пород (ММП) создают в целом неблагоприятные условия для формирования выдержанных по площади водоносных горизонтов и комплексов, ограничивают накопление естественных запасов подземных вод.

В условиях развития сплошной мерзлоты в пределах изучаемой территории отмечается развитие сквозных таликов подруслового и подозерного генезиса, приуроченных к крупным водотокам, особенно в нижнем течении рек Большой Харбей, Большой Ханмей, Лонготъёган, Обь и др. Несквозные талики распространены более широко и встречаются под небольшими озерами, реками, на подветренных склонах и склонах южной экспозиции.

Распространение многолетнемерзлых пород в пределах территории подчиняется законам не только широтной зональности, но и высотной поясности. По данным Н. Г. Обермана [63], для Полярного Урала до отметок 500–600 м характерно прерывистое распространение мерзлоты, выше – сплошное. Однако даже на значительных высотах отмечается существование небольших по размеру несквозных таликов.

Повсеместно талики распознаются по приуроченности к ним густых зарослей кустарника высотой 1,5–1,7 м, а местами – в долинах ручьев одиноких деревьев.

Магнитогорский гидрогеологический массив на территории листа характеризуется однослойным строением толщи ММП. Установленная мощность ММП в его пределах составляет от 400–500 м (Харбейское месторождение молибдена) до 250–300 м (месторождения золота Новогоднее-Монто, Петропавловское). Фоновая мощность ММП, рассчитанная по термограммам, составляет 400 м. Температуры горных пород мягкие: от минус 1,0 до минус 1,5 °С [104].

Иртыш-Обской артезианский бассейн характеризуется двухслойным строением ММП. Межмерзлотные талики здесь прослеживаются в интервалах глубин от 20–50 до 80–100 м. Общая мощность толщи ММП составляет 150–200 м. Температуры пород – от 0 до –1,5 °С, что подтверждается данными температурных кривых по скважинам 13, 55, 59, пробуренных Гидропроектом в 1955 г. на смежной территории в г. Лабитнанги на северном склоне Ангальского поднятия [104].

В соответствии с классификационной схемой В. А. Кудрявцева (1959 г.), в зоне сплошного распространения ММП развиты устойчивый и длительно-устойчивый типы сезонного протаивания от умеренно-морского до почвенно-континентального с температурами соответственно минус 5 °С и минус 2–5 °С. Поэтому глубина слоя сезонного протаивания различна и зависит от литологического состава и мощности рыхлых отложений и составляет в песках 0,4–2,0 м; в супесях – 0,4–1,6 м; в суглинках – 0,3–1,3 м; в торфах – 0,2–0,6 м. На горных участках, чем больше мощность четвертичных грунтов, тем дольше они протаивают, тем меньше мощность сезонно-талого слоя (СТС). При мощности рыхлого покрова 0–2 м глубина СТС составила 6–8 м; при 2–4 м – 4–6 м; при 4 м – 2–4 м.

По положению водовмещающих пород относительно многолетнемерзлых пород в районе исследований выделяются следующие типы подземных вод:

- подземные воды сквозных таликов (талые подрусловые отложения рек Большой Ханмей, Обь);
- надмерзлотные воды сезонно-талого слоя; несквозных таликов подрусловых, подозерных таликов;
- межмерзлотные воды (приурочены к талым отложениям различной мощности среди многолетнемерзлых пород слоистого строения);
- подмерзлотные подземные воды (распространены практически повсеместно).

Для всех гидрогеологических подразделений характерно совпадение областей питания и распространения. Питание в основном происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, сезонного протаивания многолетнемерзлых пород. Основное направление разгрузки подземных вод в местную речную сеть. В основу выделения гидрогеологических подразделений положен стратиграфо-генетический принцип с учетом наличия многолетней мерзлоты.

На площади исследований повсеместно распространены верхнеплейстоценовые–голоценовые покровные отложения: пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, болотные, озерно-болотные, озерные, ледниковые, элювиальные, делювиальные, коллювиальные, которые находятся преимущественно в мерзлом состоянии, а в водонасыщенном (2–3 месяца) формируют горизонт деятельного слоя. Мощность этих отложений – от 3,0 до 6,0 м, водонасыщенных – не более 4,0 м. Покров этих отложений снят с гидрогеологической схемы. Отсутствие фактических данных лишь с некоторой долей условности позволило выполнить гидрогеологическое расчленение. Согласно «Методическим рекомендациям» ВСЕГИНГЕО, в разрезе условно выделены

1. Подземные воды в четвертичных отложениях.
2. Подземные воды в коренных докембрийских породах.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В отложениях четвертичной системы условно выделены следующие гидрогеологические подразделения (рис. 30):

- водоносный таликовый верхнеплейстоценовый–голоценовый аллювиальный горизонт (аН, а'III–Н);
- водоносный локально-водоупорный криогенно-таликовый верхнеплейстоценовый озерно-аллювиальный, ледниково-озерный, ледниковый горизонт (IaIII, IgIIIhn, gIIIhn).

Водоносный таликовый верхнеплейстоценовый–голоценовый аллювиальный горизонт (аН, а'III–Н) развит в долинах рек и ручьев. Горизонт является первым от поверхности и приурочен к аллювиальным отложениям пойменной, I и II надпойменных террас рек Большой Харбей, Большой Ханмей, Лонготъёган, Обь (многочисленные острова, затопляемые прибрежные полосы), по природным условиям весьма сложным для изучения.

Мощность водоносного горизонта изменяется от 5,0 до 15,0 м. Водо-вмещающими породами горных рек является гравийно-галечный материал, например, в р. Обь – мелко-среднезернистые пески, часто в пойменных частях замещаясь на тонко-мелкозернистые.

В гидродинамическом отношении подземные воды напорно-безнапорные, напор создают криогенные водоупоры небольшой мощности локального распространения, а также сезонный водоупорный барьер при промерзании деятельного слоя. Последнее обстоятельство приводит к образованию наледей. Величина напора изменяется от 5 до 12 м, уровень подземных вод залегает на глубинах от 0,1 до 11,4 м. Ввиду непостоянства литологического состава отложений, водообильность их различная, коэффициенты фильтрации меняются от 4,41 до 20 м/сут.

Дебиты разведочных скважин составляли при опытных откачках 9,7–11,5 л/с (838–1434 м³/сут) при понижениях уровня 1,5–6,8 м. Удельные дебиты 3,2–7,7 л/с. Дебиты родников в долине р. Щучья до 80 л/с. Эксплуатационный водоотбор достигает 2400 м³/сут из одной скважины (водозабор пос. Харп) [104].

Подземные воды ультрапресные и пресные с минерализацией: в паводковый период от 0,04 г/дм³ участками до 0,15 г/дм³, в зимнюю межень до 0,02 г/дм³. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые и магниевые-кальциевые, мягкие, со слабощелочной реакцией (рН=7,8–8,0).

Питание водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках таликов, а также за счет поверхностных вод во время половодья. Разгрузка осуществляется в местную речную сеть субаквально и в виде наледей, изредка в виде родников.

Режим подземных вод горизонта относится к классу режима сильнодренированных областей, по типу сезонного, преимущественно весеннего и осеннего питания, с соответствующими паводками и глубокой зимней меженью. Максимальный подъем уровней отмечается в июне, затем происходит резкий спад и снова осенний подъем за счет осадков в сентябре–ноябре. К середине ноября уровень становится устойчиво минимальным, амплитуда годовых колебаний уровня – около 4,0 м.

Аналогичные колебания отмечаются и для расходов ручьев, в частности в ручье Тоупугольгарт в июне и июле расход достигает 4,0–4,9 м³/с, а в августе снижается до 0,054 м³/с, а в руч. Новогоний к началу августа сток отсутствует.

В балансе эксплуатационных запасов подземных вод горизонта основную роль играет привлеченный речной сток. Важны также емкостные запасы, позволяющие краткосрочно обеспечивать необходимый водоотбор в маловодные периоды даже при отсутствии стока в реках.

В горизонте на сопредельных территориях разведаны Харпское (лист Q-41-ХП) и Щучинское (лист Q-42-I, II) месторождения пресных подземных вод. Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод месторождений составляют соответственно 15,6 и 29,0 тыс. м³/сут.

Водоносный локально-водоупорный криогенно-таликовый верхнеплейстоценовый озерно-аллювиальный, озерно-ледниковый, ледниковый горизонт (IaIII, IgIIIhn, gIIIhn) является первым от поверхности и приурочен к озерно-аллювиальным, озерно-ледниковым отложениям II и III надпойменных террас. Распространен в юго-западной и восточной частях площади. Водовмещающие отложения представлены песками мелко-среднезернистыми до разнородными с включениями плохоокатанного гравия, с прослоями связных пород суглинков и глин. Мощность отложений – 10–25 м. Водоносными являются лишь участки надмерзлотных таликов. По химическому составу воды данного горизонта гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые с минерализацией менее 0,1 г/дм³, повышенным содержанием железа (до 15,5 мг/дм³), марганца (до 1 мг/дм³). Превышение ПДК по указанным показателям качества воды является следствием природной обстановки, широким развитием заболоченности и характером питания этого водоносного горизонта.

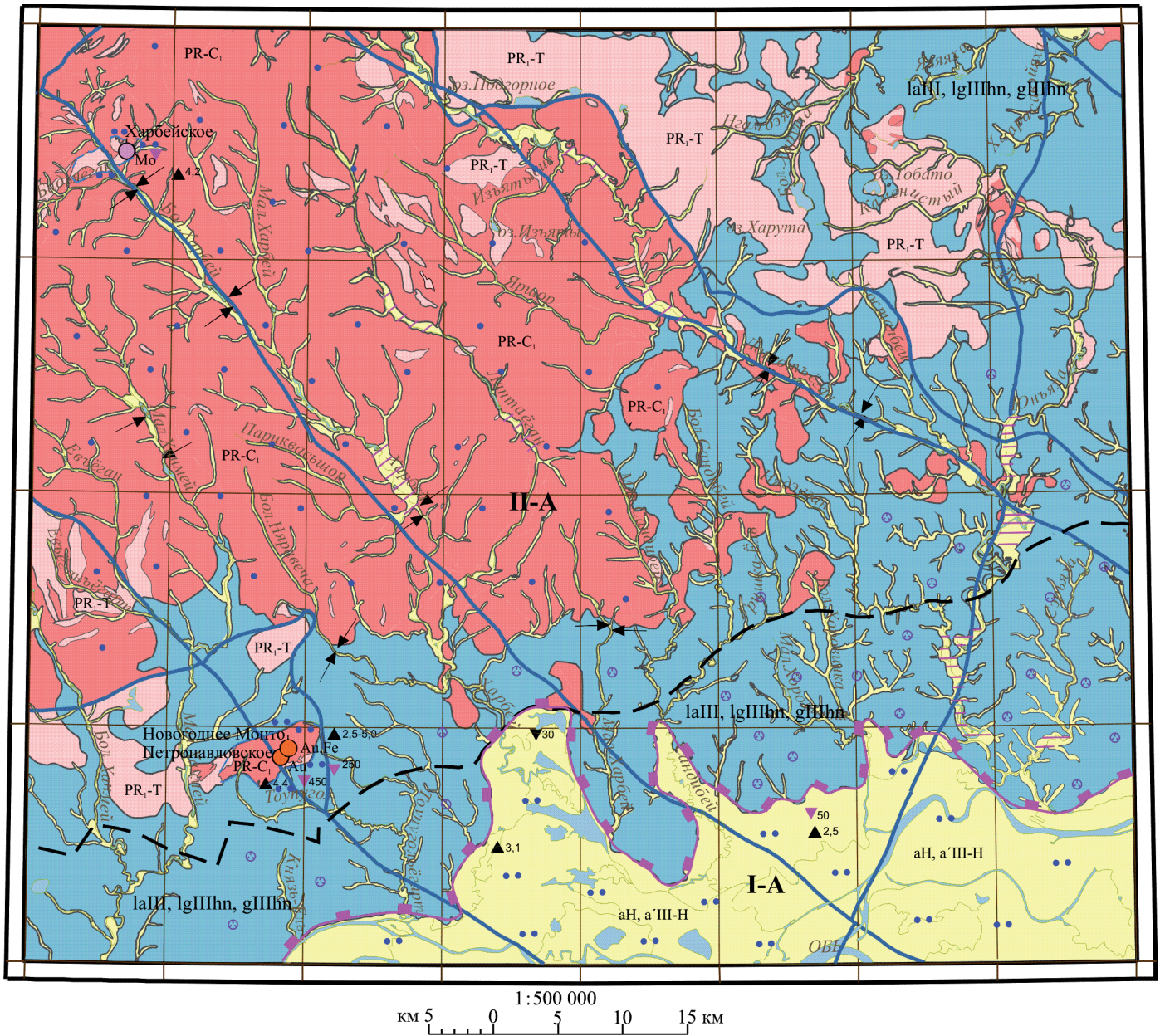


Рис. 30. Гидрогеологическая схема.

Гидрогеологические подразделения, первые от поверхности

- Водонасыщенный таликовый верхнеплейстоценовый-голоценовый аллювиальный горизонт (гравийно-галечниковый материал, пески, супеси, суглинки) (аН, а'III-H)
- Водонасыщенный локально-водоупорный криогенно-таликовый верхнеплейстоценовый озерно-аллювиальный, ледниково-озерный, ледниковый горизонт (пески, супеси, суглинки, глины) с повышенным содержанием железа до 15,5 мг/дм³, марганца до 1 мг/дм³ (IaIII, IgIIIhn, gIIIhn)
- Водоупорная локально-водоносная криогенная зона трещиноватости магматических пород (PR₁-T)
- Водоупорная локально-водоносная субкриогенная зона трещиноватости вулканогенно-осадочных и метаморфизованных пород (PR-C₁)

Гидрогеологические подразделения, имеющие линейное распространение

- Водоупорная, локально-водоносная субкриогенная зона — тектонических нарушений и зон трещиноватости

Минерализация и химический состав подземных вод

- Воды пресного состава гидрокарбонатные, степень минерализации: а) < 0,1 г/дм³; б) > 0,1 г/дм³
- Граница между подземными водами разной степени минерализации

Границы гидрогеологических структур второго порядка

- I-A – Иртыш-Обской артезианский бассейн;
- II-A – Магнитогорский гидрогеологический массив

Показатели водообмена

- Участки рек с переменными условиями питания и разгрузки подземных вод

Многолетняя мерзлота

- Граница распространения сплошной многолетней мерзлоты
- Многолетние линейно-вытянутые сквозные толщи
- Участки широкого распространения термокарста

- ▲ 4,2 Мощность сезонно-талого слоя, м

- ▼ 600 Мощность многолетнемерзлых пород, м

- Харбейское Мо Названные месторождения полезных ископаемых (вверху – название; внизу – полезное ископаемое)

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КОРЕННЫХ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ПОРОД

Гидрогеологическая характеристика коренных пород дается схематично. В основу гидрогеологической стратификации этой части геологического разреза положен геолого-гидродинамический принцип, разработанный ВСЕГИНГЕО (1988 г.), объектами сравнительного анализа являются литоформации, а картирования – водоносные зоны разломов и трещиноватости. Описание гидрогеологических подразделений выполнено по результатам изучения ряда месторождений твердых полезных ископаемых: Новогоднее-Монто, Петропавловское, Новогоднее-2.

В домезозойских образованиях выделяются следующие гидрогеологические подразделения:

– водоупорная локально-водоносная криогенная зона трещиноватости магматических пород (PR_1-T);

– водоупорная локально-водоносная субкриогенная зона трещиноватости вулканогенно-осадочных и метаморфизованных пород ($PR-C_1$).

Кроме выделенных зон, в связи с интенсивной тектонической нарушенностью района, выраженной многочисленными разрывными нарушениями I, II порядков, развиты линейные объекты гидрогеологической стратификации.

1. *Водоупорная локально-водоносная криогенная зона трещиноватости магматических пород (PR_1-T).* В пределах листа широким распространением пользуется комплекс магматических пород различного возраста и состава. Здесь выделяются как крупные тела, так и малые (дайки, силлы и т. д.). Водоносными являются зоны трещиноватости гипербазитов, габбро, гранитов, порфирированных гранитов, гранодиоритов, гранитогнейсов, габброамфиболитов, габбродолеритов и т. д.

Рассматриваемая водоносная зона трещиноватости заморожена, за исключением таликовых зон, приуроченных к дизъюнктивным нарушениям, а также зон сезонно-талого слоя. По типу скопления воды трещинные и трещинно-жильные.

Трещинные воды формируют лишь сезонные потоки в зоне экзогенной трещиноватости слоя сезонного оттаивания мощностью до 2–5 м.

Трещинно-жильные приурочены к глубинным разломам, о производительности которых можно судить по отмечающимся катастрофическим поглощениям речных вод на отдельных участках долины р. Большой Харбей. Приращение модулей подземного стока между двумя створами на реке достигает 70–100 л/с/см². На этих же участках в зимнее время отмечена разгрузка подземных вод в виде наледей. Так, в районе устья р. Малый Харбей в предвесенний период 1997 г. расход одного из таких источников составил 10 л/с. Статические уровни в скважинах устанавливаются от 2,5 до 9,0 м, дебит – 0,03–0,12 л/с, уровни понижения – 7,0–20,0 м. Водопроницаемость – 0,2–1,4 м²/сут, температура воды – 3–5 °С.

По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные, магниевые, иногда натриевые, пресные, с общей минерализацией 0,12 г/дм³.

2. *Водоупорная локально-водоносная субкриогенная зона трещиноватости вулканогенно-осадочных и метаморфизованных пород ($PR-C_1$).*

Определяющим фактором гидрогеологической характеристики зоны является сплошное развитие ММП. Зона занимает северо-западную и центральную части изучаемой площади, что составляет около 40%. Коллекторами зоны являются трещиноватые гнейсы, амфиболиты, конгломераты, кварцитопесчаники, хлорит-серицит-альбит-кварцевые углеродистые сланцы, песчаники, базальты, ленточно-слоистые алевролиты, известняки рифогенные и т. д.

По типу скопления воды трещинные и трещинно-карстовые. Движение воды происходит лишь по трещинам в слое сезонного оттаивания и по глубинным разломам. Первый вид циркуляции проявляется в виде небольших сезонных нисходящих родников. Вода в родниках гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией не более 0,1 г/дм³, расход составляет 0,2–0,3 л/с, температура в летний период не превышает 2–4 °С. К началу августа родники пересыхают. Питание водоносной зоны осуществляется за счет атмосферных осадков.

Трещинно-жилые воды зон глубинных разломов образуют региональные потоки, которые проявляются в виде круглогодично действующих родников. Дебиты их измеряются даже в зимнюю межень сотнями метров в секунду. На участках разгрузки отмечаются положительные гидротермические (до 6 °С) и гидродинамические аномалии. По данным [104], в районе месторождения Петропавловское вскрыты межмерзлотные и подмерзлотные воды на глубинах 250–350 м. Дебит скважин составил 0,14–0,20 л/с, при удельном дебите 0,013 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, с минерализацией 0,4 г/дм³, рН – от 6 до 7,8.

Воздействие дизъюнктивных нарушений на гидрогеологическую обстановку площади достоверно не известно, однако можно предполагать, что часть нарушений, которые представляют собой зоны питания, разгрузки либо транзита, являются талыми. Промороженные нарушения являются непроницаемыми и формируют экран, нарушающий поток движения подземных вод.

Наиболее перспективными для целей водоснабжения являются подземные воды четвертичных отложений. В районах, где все водоносные зоны проморожены, могут быть использованы поверхностные воды, имеющие гидрокарбонатный кальциевый состав.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В соответствии со схемой ландшафтного районирования территория листа располагается в пределах Новоземельско-Уральской горной области и принадлежит к тундровому глее-криоморфному поясу. Основные ландшафты – горные, межгорные равнины, долины рек, озерно-ледниковая и аккумулятивная озерно-аллювиальная (включая левобережье р. Обь) равнины – занимают соответственно 50, 5, 5, 25 и 15% площади. Контрастное геоморфологическое строение и высотная поясность климата района обусловили пестроту почвенного и растительного покрова, вертикальную (высотную) поясность ландшафтных подразделений, несколько сnivelированных современным арктическим климатом. В гольцовом поясе развиты щебенистые почвы, в горно-тундровом – оподзоленные, горно-болотные, слабо дифференцированные, торфяно-глеевые. В долинах рек развиты аллювиальные почвы, а в пределах озерно-ледниковой и приморской равнин сочетаются песчаные глеевые, аллювиальные и торфяно-глеевые почвы.

Район можно отнести к территориям со слабонарушенными естественными ландшафтами, техногенное воздействие на которые в целом незначительно и в основном связано с проведением на площади в период 1960–2009 годов эпизодических поисковых и разведочных работ с сопутствующим бурением и проходкой горных выработок на участках проявления эндогенного железорудного (скарново-магнетитового) с золотом (Петропавловское месторождение), молибден-вольфрамового и молибденового (Харбейское, Бадьяганское), медного (Малохарбейское, Евъганское), свинцового (Свинцовое) и золотого (Новогоднее-Монто, Ханмейшорское и др.) оруденения, а также на месторождениях строительных материалов (Тоупугольское, Долинное, Овражное, Устьханмейское, Усть-Харбейское, Ханмейское).

Природные условия рассматриваемой территории сложны и, как правило, не благоприятствуют проведению хозяйственных работ, о чем свидетельствуют приводимые ниже характеристики ландшафтов.

Ландшафты плосковершинных и наклонных поверхностей элювиального и элювиально-делювиального накопления (I) развиты в горной части территории. Массивы пород геологического субстрата представлены здесь прочными и высокопрочными скальными грунтами. Четвертичный покров элювиальных и элювиально-делювиальных образований маломощный (от 0,5–1,0 до 2–4 м), представлен глыбово-щебнисто-дресвяным материалом с супесчано-суглинистым заполнителем и без заполнителя. Для

данного ландшафта на отметках свыше 800–1000 м характерны наибольшие мощности многолетнемерзлых пород (ММП) (300–500 м и более) и наиболее низкие температуры (около -2°C). Мощность сезонно-талого слоя (СТС) изменяется в широких пределах – от 2–3 до 5–8 м (в зависимости от экспозиции, крутизны склонов, мощности рыхлых отложений и снежного покрова). С процессами промерзания и протаивания СТС связано вымораживание крупного щебнисто-глыбового материала с образованием каменных россыпей и каменных «бордюров». Совместное действие процессов пучения и морозобойного растрескивания приводит к образованию структурных форм микрорельефа (каменные многоугольники, кольца, пятна-медальоны и др.).

Достаточно высокая степень пораженности ландшафта криогенными процессами (40–50%) и то, что пучение относится к опасным процессам, позволяют оценить природный комплекс в целом как среднеустойчивый к внешним воздействиям.

Ландшафты денудационной и аккумулятивно-эксарацационной поверхностей имеют сильно расчлененный вид с крутыми и средней крутизны склонами преимущественно криогенно-гравитационного сноса и накопления (2). Они имеют значительное распространение в горной части площади. Коренная основа ландшафта сложена осадочными сцементированными, метаморфическими и магматическими породами протерозойского и палеозойского возраста с жесткими структурными связями. Поверхностные образования склонового ряда представлены глыбовым, глыбово-щебнистым материалом мощностью от 0,2–1,5 до 8–10 м у подножий гор. Ландшафт характеризуется сплошным и прерывистым распространением ММП мощностью от 200 до 400 м и более, максимальные значения мощностей и отрицательных температур которых приурочены к наветренным склонам ландшафта.

Склоны крутые ($15\text{--}45^{\circ}$) осложнены многочисленными эрозионными бороздами, рывтинами и узкими долинами мелких водотоков. Ведущими в рельефообразовании являются гравитационные и криогенные процессы, которые привели к формированию многочисленных курумов, осыпей, шлейфов осыпного и обвального типов. В отдельные, наиболее благоприятные годы (теплые, дождливые), при резком оттаивании льдистых грунтов на подошве СТС могут происходить максимальные подвижки склоновых крупноглыбовых образований. Пораженность ландшафта склоновыми процессами составляет около 50%.

На крутых склонах, где в приводораздельных частях эрозионных борозд и истоках мелких горных водотоков происходит наибольшее снегонакопление, возникает опасность схода лавин. В периоды интенсивного снеготаяния и ливневых дождей сход лавин происходит с захватом каменного материала и выносом водно-снежно-каменных масс – селей в долины рек и межгорные впадины. Такие участки являются потенциально лавинно-селеопасными. Геодинамическая устойчивость ландшафта низкая.

Денудационно-аккумулятивная холмисто-грядовая поверхность с пологими заболоченными склонами преимущественно гравитационного и гравитационно-криогенного сноса (3) характеризует естественный ландшафт

зоны предгорий (педимента), составляющей около 50% площади работ. Геологическая основа ландшафта, как и для предыдущего типа, составлена протерозойскими и палеозойскими метаморфизованными осадочными, вулканогенными, реже магматическими породами. Поверхностные образования преимущественно склонового ряда представлены дресвяно-щербнистым, супесчаным и суглинистым, реже глыбовым материалом. Мощность покровного комплекса составляет в среднем 0,2–1,5 м, достигая у подножий возвышенностей 3–4 м. Ландшафт характеризуется сплошным и прерывистым распространением ММП мощностью от 200 до 400 м и более. Максимальные значения мощностей и отрицательных температур ММП приурочены к склонам ландшафта южной экспозиции.

Склоны, несмотря на малую крутизну, осложнены многочисленными эрозионными бороздами, делями, рывтинами и долинами водотоков различного порядка. Ведущими геологическими процессами, определяющими ландшафтную обстановку, являются гравитационные и криогенные. Пораженность ландшафта склоновыми процессами составляет до 60–80%. Почвы горно-тундровые оподзоленные и глеевые, болотные. Растительность травянисто-кустарниковая, мхи, лишайники. Геодинамическая устойчивость ландшафта средняя.

Денудационно-аккумулятивная поверхность межгорных долин с полигенетическим комплексом осадков (4). Природные комплексы и ландшафты этого типа формировались в зоне кряжа при активном участии четвертичного горно-долинного ледника и являются переходными между типично-горными, горно-тундровыми и аллювиальными, в результате чего они во многих случаях обнаруживают признаки смешения всех указанных типов. Литологически в своей основе они представлены комплексами ледниковых, флювиогляциальных, флювиальных, делювиально-солифлюкционных и коллювиальных отложений. Широко развиты здесь наледи, сезонно-талые грунты. Почвенно-растительный покров прерывистый (вплоть до исчезновения в истоках рек) и невыдержанный по мощности. Почвы глеево-подзолистые и аллювиальные. Растительные сообщества, меняющиеся в зависимости от высотности рельефа, представлены кустарниками, мхами, лишайниками. Геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как низкая.

Эрозионно-аккумулятивная пологоволнистая слаборасчлененная поверхность с аллювиальным, озерным и озерно-болотным комплексом осадков (5) является долинно-террасовым природным ландшафтом, развитым по долинам рек и мелких водотоков. Они представлены комплексами аллювиальных (пойменно-русловые и террасовые), озерных и озерно-болотных отложений зоны педимента с характерными литофациями валунно-галечного, песчано-гравийно-галечного и супесчано-суглинистого составов. Мощность отложений изменяется от 3–5 до 15–20 м и более. На участках глубинной эрозии, где породы фундамента вскрываются на 5–15 м, отмечаются короткие ленты и шлейфы коллювиального материала мощностью до 2 м.

В предгорной части территории аллювиальные отложения талые; местами (обычно в пределах площадок II надпойменной террасы, а также

в горной части площади) развита островная и редкоостровная мерзлота. Наряду с высокотемпературными (0–2 °С) слабо льдистыми породами на отдельных оторфованных заболоченных участках развиты сильно льдистые грунты с проявлением термоэрозионных процессов.

Ведущими экзогенными процессами являются эрозионно-аккумулятивная деятельность русловых и временных водотоков. Глубинная эрозия осуществляется мелкими горными ручьями, боковая – наиболее интенсивно развита в долинах рек и сопровождается обвально-осыпными и местами оползневыми процессами. Нарушение почвенно-растительного покрова ландшафтов с неустойчивыми грунтовыми толщами способствует разуплотнению (тиксотропии) грунтов, возникновению и активизации экзогенных процессов. В целом геодинамическая устойчивость ландшафта оценивается как средняя.

Пологоволнистая денудационно-аккумулятивная озерно-ледниковая равнина (б) имеет широкое распространение в восточной половине площади, широкой полосой протягиваясь от истоков р. Халятальбей на севере до г. Лабытнанги – на юге, охватывая низовья всех крупных водотоков (реки Лонготъган, Сандибей, Большой Харбей, Ханмей) и их притоков. Литологический состав преимущественно супесчано-суглинистый: супеси, суглинки, глины с включениями гальки, валунов и песчаных прослоев. Мощность отложений – более 60 м. Состояние пород ландшафта в основном талое. Из экзогенных процессов возможно оплывание, оползание супесчано-суглинистых грунтов в редких выходах литогенной основы ландшафта в бортах речных долин, а также пучение и термокарст в пределах остаточных озерно-аллювиальных котловин. Процесс активизируется в периоды оттаивания СТС и сильного увлажнения при выпадении атмосферных осадков. В целом природный комплекс устойчив к внешним воздействиям.

Природными источниками загрязнения геологической среды на площади являются проявления рудных полезных ископаемых, связанные со сложнодислоцированным и метаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом палеозойских и протерозойских отложений. Масштаб проявлений, как промышленный, так и непромышленный; многочисленные пункты их обнаружения относятся в основном к пунктам минерализации, отдельные – к мелким месторождениям. Проявления полезных ископаемых выделяются по геохимическим аномалиям, элементный состав которых отвечает основным типам оруденения: железо-медно-скарновому, редкометалльному грейзеново-альбититовому, молибденовому грейзеновому и порфиоровому.

По площадному развитию аномалий и составу элементов выделяется одна геохимическая область – комплексная (Fe, Cu, Mo, Cr), располагающаяся в юго-западной части горно-тундрового пояса с преобладающими денудационными ландшафтами (элювиально-трансэлювиальными). Слабо развитый прерывистый почвенный покров с низкими содержаниями гумуса, малый объем фитомассы, низкий потенциал загрязнения атмосферы, избыточная влажность позволяют считать природно-загрязненные ландшафты геохимически высокоустойчивыми.

Экологическое состояние поверхностных вод, вод ледников и снежников удовлетворительное. В определениях макро- и микрокомпонентного состава вод повышенных содержаний, нормируемых СанПиН 2.1.4.559-96 компонентов (включая нефтепродукты) не отмечено. Поверхностные воды по составу (в теплый период года) хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевые, кальциево-магниевого, весьма пресные (минерализация 0,02–0,05 г/дм³), нейтральные (рН равен 6,2–7,5), очень мягкие (жесткость общая 0,2–0,4 мг-экв/дм³), окисляемость перманганатная изменяется в пределах 0,3–4,5 мгО₂/дм³. Подмерзлотные подземные воды субкриогенных слабководоносных подразделений при наличии большой мощности ММП (десятки–сотни м) защищены или относительно защищены (на участках прерывистого распространения ММП) от загрязнения. Грунтовые воды четвертичных и дочетвертичных водоносных подразделений в предгорной части площади и в долинах рек, где мерзлые породы имеют островное распространение, не имеют естественной защиты от загрязнения, что необходимо учитывать в случае их использования.

Проблемы защиты окружающей среды остро обозначаются в связи со строительством железнодорожной линии Обская–Бованенково, проходящей по площади листа Q-42-VII, VIII с юго-запада на северо-восток. В настоящее время горные и строительные работы вдоль трассы на описываемой территории завершены, и эксплуатация железнодорожной линии ведется в максимально щадящем режиме. Дорожное полотно укреплено от размыва талыми и поверхностными водами, крупных хранилищ ГСМ вдоль дороги не имеется, небольшие станционные поселки не загрязняют природные ландшафты бытовыми и техническими отходами. Тем не менее, интенсификация перевозок может осложнить экологическую ситуацию и легко нарушить сложившееся хрупкое природное равновесие.

В последние годы усилилась техногенная нагрузка, связанная с добычей золота и строительных материалов, а также застройкой и расширением селитебных площадей. Активно ведется разработка открытым способом месторождений золотосодержащих скарново-магнетитовых (Новогоднее-Монто) руд и щебня (Новогоднее), расположенных на юге территории вблизи железнодорожной ветки Обская–Бованенково. В соответствии с розой ветров, пылевому загрязнению подвергаются площади, расположенные прежде всего к востоку и югу от разрабатываемых объектов. Следствием пылевого загрязнения является угнетенный рост растительности, изменение состава поверхностных и отчасти подземных вод, атмосферного воздуха, способствующих сильным и необратимым изменениям окружающей среды. В южной части площади листа расположены два населенных пункта – г. Лабитнанги (северная окраина) и пос. Обская, оказывающих определенное негативное воздействие на окружающую природную среду. Загрязнению бытовыми отходами подвергаются зоны отдыха вдоль рек Малый Ханмей и Ханмей, окраины населенных пунктов.

В целом экологическую обстановку в районе, как слабо освоенной территории, можно считать удовлетворительной. Проявление неблагоприятных склоновых и криогенных процессов в горной части территории листа, дает основание оценивать геоэкологическое состояние среды как напряженное,

в предгорной равнинной полосе – как благоприятное. В связи с тем, что на территории находятся многочисленные олени пастбища, а низовья наиболее крупных рек (Лонготъёган, Харбей, Ханмей) являются местами нереста ценных пород рыб, рекомендуется вести периодический контроль за состоянием природной среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 листа Q-42-VII, VIII (Обской) подготовлена как второе поколение данного масштаба по рассматриваемой территории. В результате проведенных работ составлен расширенный комплект листа на точной топографической основе в цифровом и аналоговом виде с использованием дистанционной, геофизической и геохимической основ, с учетом новых нормативно-методических материалов. Следует отметить, что лист Q-42-VII, VIII впервые характеризуется как единый объект. Так, Госгеолкарта 200/1 территории листа Q-42-VII, изданная в 1976 г., базировалась на результатах региональных геологосъемочных работ, выполненных в 1950–1960-е годы. Лист Q-42-VIII не издавался вообще и содержал информацию частично по работам масштаба 1 : 50 000. Основой для составления Госгеолкарты-200 второго поколения явились, в первую очередь, результаты ГДП-200, проведенного авторами в 2008–2010 гг., на основе которых был составлен авторский вариант комплекта Госгеолкарты-200 листов Q-42-VII, VIII. При составлении авторского варианта карты и ее последующей актуализации в анализ были вовлечены работы, проведенные с 1966 по 2012 г., включая средне- и крупномасштабные съемки, геологическое доизучение, а также целый комплекс работ поискового, поисково-оценочного и тематического характера, данные которых позволили существенно изменить представления о геологическом строении, полезных ископаемых и истории развития территории листа Q-42-VII, VIII.

Стратиграфическое расчленение региона проведено в соответствии с утвержденной Легендой Полярно-Уральской серии листов (1999 г.) и ее актуализированного варианта (2009 г.), с учетом дополнений и изменений по результатам работ. Четвертичные покровные образования изучены с достаточной степенью детальности. Их расчленение проведено также в соответствии с серийной Легендой и современными региональными стратиграфическими схемами. Охарактеризованы геологическая и геоморфологическая позиции, литологические, минералогические и гранулометрические особенности отложений, фаунистические и спорово-пыльцевые комплексы выделенных стратиграфических подразделений квартера.

Существенно углублены наши представления о магматизме листа Q-42-VII, VIII, в частности впервые откартированы и обоснованы современными аналитическими методами ряд магматических комплексов: сандибейский, хартманюшорский, лонготский и др. Для мусюрского и яляяхинского комплексов установлены новые возрастные параметры.

Исследование тектонического строения листа показало, что изученная территория расположена в пределах Полярной части Новоземельско-Уральского складчато-надвигового пояса, на стыке двух крупнейших структур последнего -Центрально-Уральского мегантиклинория и Тагило-Магнитогорского мегасинклинория, а также примыкающей к нему с юга Западно-Сибирской плиты. Крупнейшие тектонические элементы отделены глубинными структурами различной кинематики (включая коллизионные и сутурные швы), достаточно четко отражаются как в физических полях, так и фиксируются аэрокосмометодами и прямым геологическим картированием.

Структурно-тектоническая позиция карелид впервые трактуется исходя из террейновой внутриплитной геодинамики, а байкалит – с точки зрения существования Азиатского (доуральского) океана с образованием типичных островодужных и коллизионных комплексов. Раннепалеозойская эволюция тектоно-магматических процессов в мантии обусловлена перерастанием континентального рифта в океанический, приведшему к раскрытию Уральского палеоокеана с формированием на западе (в современных координатах) пассивной окраины континента, а на востоке – классической фемической океанически-островодужно-коллизионной системы. В течение киммерийского и альпийского этапов в эмерсивно-трансгрессивных обстановках происходили вспышки внутриплитного магматизма плюмового типа.

Гидрогеологическая и тектоническая схемы значительно обновлены, в том числе и по результатам 2010–2011 г.

Прогнозно-металлогенические исследования свидетельствуют о том, что рассматриваемая территория перспективна на целый комплекс полезных ископаемых: благородные, редкие, легирующие металлы, уран, уголь, строительные материалы. Однако в современных экономических условиях рентабельным (исключая стройматериалы) является освоение лишь высоколиквидных видов минерального сырья, таких как золото или платина, да и то в комплексе с породами вскрыши. Основные перспективы листа Q-42-VII, VIII, очевидно, связаны с коренным золотом. В первую очередь, это новогодненский тип оруденения, объединяющий золото-скарновую и золото-сульфидно-кварцевую формации, принадлежащие к различным рудотипам (Новогодненско-Петропавловскому, Хальмеринскому, Кировскому и комплексным – Тайкеускому, Харбейскому). Суммарный ресурсный потенциал по золоту и платиноидам нами определяется в количестве Au – 98 т (P₃).

Территория листа располагается в пределах Новоземельско-Уральской горной области, относимой к районам с практически ненарушенными естественными ландшафтами, техногенное воздействие на которые незначительно. Они принадлежат к тундровому глее-криоморфному поясу, основными типами ландшафта которого являются горный, межгорные равнины, долины рек, денудационно-аккумулятивная и озерно-аккумулятивная равнины. Природными источниками загрязнения геологической среды на площади являются только проявления рудных полезных ископаемых, связанные со сложнодислоцированным и метаморфизованным осадочно-вулканогенным комплексом палеозойских и протерозойских отложений.

В целом экологическую обстановку района можно считать удовлетворительной. Однако наличие неблагоприятных склоновых и криогенных процессов дает основание считать геологическое состояние среды в горной части листа как напряженное, в предгорной – благоприятное. Усиливающаяся антропогенная нагрузка, связанная с открытой разработкой месторождений золота и строительных материалов, с одной стороны, и расширением селятивных площадей, с другой, требуют обратить особое внимание на мониторинг и защиту окружающей среды. В связи с тем, что на территории листа Q-42-VII, VIII находятся не только многочисленные пастбища, но и нерестилища рыб ценных пород, рекомендуется постоянный контроль за состоянием природной среды.

По результатам проведенных работ намечены основные направления дальнейшего геологического изучения территории и исследование ее минерально-ресурсного потенциала, вытекающие из дискуссионных и не до конца решенных авторами вопросов. Главнейшие из них следующие:

1. Необходимо продолжить исследования состава и возраста протолита, возраста и параметров метаморфизма в породах докембрийских блоков (Ханмейхойского, Порцелорского) и сланцевого обрамления, обратив внимание на проблемы их внутреннего строения, включая анализ реоморфических процессов, особенно в пределах листа Q-42-VIII. Все еще недостаточно обоснован возраст верхнехарьбейской, орангской (в районе р. Лаптаган) свит в Харьбейско-Марункеуской СФЗ и сядайской свиты (среднее течение р. Юнъяха) в Щучьинской СФЗ. В ходе исследований наметилась серьезная проблема, касающаяся отсутствия данных по изотопному датированию отложений квартера современными инструментальными методами (ОСЛ, МСЛ, уран-ториевый и др.). Это крайне важно для определения стратиграфической позиции выделенных подразделений и корреляции их с отложениями Западно-Сибирской равнины, как это сделано в последние десятилетия С. А. Архиповым с соавторами для севера Западной Сибири. Это позволит создать единую картину геологического развития севера Евразии в кайнозое, снять многие дискуссионные вопросы, касающиеся в первую очередь возраста, генезиса, палеоклиматической и литолого-фациальной обстановок осадкообразования в неогене, раннем и среднем неоплейстоцене. Решение вышеназванных проблем видится в проведении специализированных исследований с применением современных методов, в том числе изотопной геохронологии, создания базы (сети) опорных геологических разрезов и их детального комплексного изучения.

2. Следует продолжить комплексные изотопно-геохронологические и геохимические исследования возрастного положения малькского и, возможно, сандибейского комплексов, в связи с небольшим количеством аналитической изотопно-геохронологической информации по ним. Кроме того, с повестки дня не снят вопрос о наличии позднепалеозойского гранитоидного магматизма в Харьбейско-Марункеуской СФЗ и реальных объемов мезозойского магматизма в регионе.

3. Следует обратить внимание на такие не до конца решенные вопросы как, во-первых, наличие позднеархейско-раннепротерозойского этапа развития региона, так как часть изотопных кластеров при U-Pb диагностике

(SHRIMP-II) метаморфитов однозначно указывает на присутствие последнего (малыкский комплекс), во-вторых, уточнить характер коллизионных швов (Кузьшорско-Минисейский, Тальбейшорский, Лаптаюганский) и активизационных структур мезозоя; в-третьих, усилить корреляционный аспект между структурно-вещественными комплексами Щучьинского и Войкарского синклинориев, дополнив имеющиеся геолого-геодинамические материалы палеомагнитными данными.

4. К важным задачам минерагенических исследований относятся: реальная продуктивность активизированных шовных зон (включая зону ГУГР) на благороднометалльные объекты (Лаптаганская, Парноганская, Харчерузская и другие зоны). Проблематична и не до конца выяснена реальная перспективность в отношении золота железорудно-скарновой и титаномагнетитовой формаций Юньягинского рудного узла, а также присутствие на территории листа Q-42-VII, VIII комплексного оруденения (МПГ+Au) озернинского типа. Нам представляется важным и установление промышленной золотоносности в комплексных (U, TR, Mo, Cu, Pb) объектах, близких к «типу несогласия». В первую очередь, это относится к Харбейскому узлу, который незаслуженно обойден вниманием инвесторов.

Остается также недооцененным россыпной потенциал севера Урала и зона его сочленения с Западно-Сибирской платформой, прежде всего по золоту и титану. Здесь пока трудно рассчитывать на открытие крупных объектов, но, возможно, переориентировав работы на поиск россыпей с тонким золотом, удастся выявить несколько перспективных площадей (например, по границе Харбейского блока).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Андреичев В. Л., Литвиненко А. Ф. и др.* Рубидий-стронциевый возраст гранитоидного магматизма Щучьинского синклиория // Тезисы докладов Всероссийского совещания «Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения» – Сыктывкар, 1997.
2. *Астахов В. И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, № 11, т. 47. С. 1207–1220.
3. *Астахов В. И.* Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009, № 60. С. 8–24.
4. *Астахов В. И., Назаров Д. В.* К стратиграфии верхнего неоплейстоцена на севере Западной Сибири // Региональная геология и металлогения, 2010, № 43. С. 36–47.
5. *Афанасьев А. К.* Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала. Автореферат канд. дис. – М., 1990. 20 с.
6. *Барт Т. Ф.* Измерения палеоструктур гранитных пород // Чтения им. В. И. Вернадского. АН СССР. – М., 1962.
7. *Бевз Е. И.* Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала // Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 22. – Сыктывкар, 1976. С. 42–57.
8. *Бутин В. В.* Геология и условия формирования гнейсо-амфиболитового комплекса южной части Харбейского антиклинория. Автореф. канд. дис. – Свердловск, 1973.
9. *Вахрушева Н. В.* Распределение редкоземельных элементов в рудовмещающих ультрамафитах хромитоносных массивов Полярного Урала // Мат-лы III Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Т. 1. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 105–107.
10. *Верховцев В. А., Душин В. А.* О перспективах обнаружения комплексных урановых месторождений «типа несогласия» на Севере Урала // Известия Уральского государственной горно-геологической академии. Сер. Геология и геофизика, 2000, вып. 10. С. 108–115.
11. *Волкова В. С., Хазина Н. В., Бабушкин А. Е.* Стратиграфия плейстоцена Западной Сибири и палеоклиматическая шкала // Мат-лы IV Всерос. сов. по изучению четвертичного периода «Квартер-2005». – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 77–78.
12. *Волчков А. Г., Гирфанов М. М., Новиков В. П.* Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота Полярного Урала (ЯНАО) // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 42–44.
13. Временные требования к организации, проведению и конечным результатам геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200 (Изд. 2-е). – М.: МПР РФ, 1999. 160 с.
14. Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. – Тюмень, 1972. 261 с.

15. Геология и полезные ископаемые России. Запад России и Урал Т. 1, кн. 2 / Ред. О. А. Кондиян. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 581 с.
16. Геологические типы метаморфизма в региональных структурах Урала (Объяснительная записка к карте типов и фаций метаморфизма Урала масштаба 1:1 000 000) / Г. А. Кейльман, Г. А. Глушкова, К. К. Золоев и др. – СПб., 1992. С. 95–112.
17. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ на 1.01.2002 г. Вып. 12. Ч. 4. – М.: УрФО, 2002.
18. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Листы Q-42, 43 – Салехард. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1996.
19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Q-41 – Воркута / М. А. Шишкин, А. П. Астапов и др. Ред. В. П. Володзкая. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2007.
20. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Лист Q-42-I, II (Лаборова). Объяснительная записка / В. А. Душин, О. П. Сердюкова и др., Ред. А. П. Казак – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
21. *Дир У. А., Хауи Р. А.* Породообразующие минералы. Т. 8. – М.: Мир, 1967.
22. Дислокационный метаморфизм протерозойских комплексов Харбейско-Марункеуской структурно-формационной зоны (Полярный Урал) / А. Л. Коновалов, Д. В. Доливо-Добровольский, А. Н. Мельгунов, А. П. Казак // Региональная геология и металлогения, 2009, № 39. С. 33–45.
23. *Добрецов Н. Л., Геве́рцатто В. В., Соболев В. С.* Фации метаморфизма. – М.: Недра., 1970.
24. *Добрецов Н. Л.* Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов // Геология и геофизика, 1975, № 2. – Свердловск: СГИ, С. 11–25.
25. *Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е.* и др. Разрез земной коры Полярного Урала (по геолого-геофизическим данным) / Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, 1977. Т. 240. С. 85–91.
26. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. – М.: Недра, 1997. 213 с.
27. *Душин В. А.* Корреляция магматических комплексов мезо-кайнозоя севера Урала и сопредельных территорий / Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России // Мат-лы XIII геологического съезда РК. Т. II. – Сыктывкар, 1999. С. 156–157.
28. *Душин В. А.* Активизированные шовные зоны – новый перспективный объект благороднометалльной металлогении на Полярном Урале // Региональная геология и металлогения, 2006, № 29. С. 73–87.
29. *Душин В. А.* Строение и минерагения областей сочленения континентальных геоплит и аккреционно-складчатых систем (на примере севера Урала) // Горные ведомости, 2006, № 6 (25). С. 22–35.
30. *Душин В. А.* Особенности геотектонической позиции комплексных урановорудных объектов Уральского Севера // Региональная геология и металлогения. – СПб., 2010, № 42. С. 74–82.
31. *Душин В. А. и др.* Эндогенные рудоносные и рудные формации полярного сектора Центрально-Уральского поднятия и перспективы их освоения // Магматизм и рудные полезные ископаемые европейского Северо-Востока СССР. Тр. ИГ Коми ФАН СССР. – Сыктывкар, 1987.
32. *Душин В. А., Кузнецов В. И., Григорьев В. В.* Оценка перспектив и условий локализации новых нетрадиционных видов минерального сырья севера Урала // Полярный Урал – новая минерально-сырьевая база России. – Тюмень–Салехард, 1997. С. 26–35.
33. *Душин В. А., Никулина И. А.* Геология порфировых систем. Молибден. Проблемы, перспективы // Горные ведомости, 2005. С. 22–35.
34. *Елохин В. А.* Месторождения вольфрам-молибденовой формации Урала. – Екатеринбург: УГГУ, 2006. 220 с.
35. *Елохин В. А., Грязнов О. Н.* Эндогенные ореолы Харбейского вольфрам-молибденового месторождения // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986.

36. *Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф.* Ресурсный потенциал Полярного Урала на промышленные месторождения урана // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 45–51.
37. *Ефимов А. А., Потапова Т. А.* Малыкская габбронорит-эндербитовая серия габброидов Щучинского синклиория (Полярный Урал). – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 82–85.
38. *Ефремова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. – М.: Недра, 1985. 511 с.
39. *Золоев К. К., Контарь Е. С. и др.* Прогнозно-металлогеническая оценка Полярного Урала на черные, цветные и благородные металлы. Полярный Урал – стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень, 2004. С. 44–56.
40. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. – М., 1995. 244 с.
41. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000 / Ред. В. В. Куренной, С. Л. Пугач. – М., 2007.
42. *Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е.* Массив Рай-Из // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1977. Вып. 368. С. 38–59.
43. *Ким Г. П.* Особенности геологического строения и характеристика золоторудных объектов Хальмерьинской площади (Приполярный Урал) // Полярный Урал – стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Тюмень–Салехард, 2004. С. 210–213.
44. Классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М.: ГКЗ, 1997.
45. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, Л. Т. Белякова и др. – Свердловск: УрО СССР, 1988.
46. *Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Ленных В. И. и др.* Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник ИГиГ. – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 13–16.
47. *Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С.* Медно-порфировые месторождения мира. – М.: Недра, 1986. 236 с.
48. *Кутюлин В. А., Прусевич А. А.* Петрологическая интерпретация петрохимических данных для вулканических пород // Геол. и геоф., 1986, № 7. С. 99–105.
49. *Лазуков Г. И., Галеркина С. Г.* Четвертичные отложения на участках ст. Обская–пос. Саррото-9 по данным бурения // Тр. ВНИГРИ, Вып. 158. – Л., 1960.
50. *Литошко Д. Н.* Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. – Л.: Наука, 1988. 212 с.
51. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. – М.: Недра, 1980. 247 с.
52. *Лючкин В. А., Бутаков К. В.* Геологическое строение месторождения Петропавловское. Предварительные результаты оценки и перспективы промышленного освоения // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 154–156.
53. *Лючкин В. А., Мокрый В. Д., Бутаков К. В.* Тоупугол-Ханмейшорский рудный узел. Перспективы золотоносности // Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 141–146.
54. *Лючкин В. А., Самарина О. В., Мокрый В. Д. и др.* Золотомагнетитовое месторождение Новогоднее-Монто. Результаты разведки и перспективы промышленного освоения // Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота Полярного Урала (ЯНАО). Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых

- на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 147–153.
55. Магматические горные породы // Основные горные породы. Т. 3. – М.: Наука, 1985. 485 с.
56. Магматические горные породы // Эволюция магматизма в истории Земли. Т. 6. – М.: Наука, 1987. 438 с.
57. Месторождения золота Урала: Научное издание (2-е, испр. и доп.) / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев и др. – г. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.
58. Методические рекомендации по составлению специализированных карт полезных ископаемых и закономерностей их размещения на основе прогнозно-поисковых моделей (цветные и благородные металлы). – М.: ЦНИГРИ, 2000.
59. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – СПб., 2009.
60. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала / К. К. Золотов, В. Я. Левин, С. И. Мормиль и др. – Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
61. *Молдаванцев Ю. Е.* Ультрасосновые, основные и гранодиоритовые интрузии среднего течения рек Собь, Лонгот-Юган (Полярный Урал). – Л.: ВСЕГЕИ, 1961. 395 с.
62. *Молдаванцев Ю. Е.* Ассоциации изверженных и метаморфических горных пород Варисийской эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции // Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. – Сыктывкар, 1972. С. 19–27.
63. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время / Е. В. Хаин, Е. В. Бибииков, В. А. Душин, А. А. Федотов // Мат-лы совещания «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты», т. III. – М.: Геос, 1998.
64. *Оберман Н. Г.* Схема гидрогеологического районирования европейского Севера СССР. Схема геокриологического районирования Урала // Геокриология СССР. – М.: Недра, 1988. С. 221 и 302.
65. *Орлова Л. А.* Хроно-климатостратиграфия послеледниковья и голоцена Западной Сибири // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тез. Всерос. сов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 39.
66. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А. Ф. Морозов, О. В. Петров, А. Н. Мельгунов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
67. *Охотников В. Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). – Л.: Наука, 1985. 184 с.
68. *Охотников В. Н.* Магматизм Центрально-Уральского поднятия на Полярном и Приполярном Урале // Тр. УНЦ АН СССР. Вып. 95, 1972.
69. *Охотников В. Н., Фомиченко Т. А., Бевз Е. И.* Юрмэнский габбро-гранитный комплекс Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. – Сыктывкар, 1976. С. 73–79.
70. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Методическое руководство / Б. И. Беневольский, Е. В. Блинова, А. В. Бражник и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 182 с.
71. *Перчук Л. Л.* Равновесие породообразующих минералов. – М.: Наука, 1970.
72. Петрографический кодекс России. (Изд. 3-е, испр. и доп.) – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
73. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1977. 220 с.
74. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала / Л. И. Гурская, Л. В. Смелова, Л. Р. Колбанцев и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
75. *Подсосова Л. Л.* Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении Полярного Урала. Автореф. канд. дис. – Новосибирск, 1977.

76. Положения о порядке представления в НРС МПР РФ и ГБЦГИ цифровых моделей листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Изд. 2-е), 2001.

77. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых / Под ред. В. Т. Покалова. – М.: Недра, 1984. 437 с.

78. *Пыстина Ю. И., Пыстин А. М.* Цирконовая летопись Уральского докембрия. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

79. *Ремизов Д. Н.* Гранитоидный магматизм Щучьинского района Полярного Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 111 с.

80. *Ремизов Д. Н.* Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 224 с.

81. *Семенов И. В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкции параметров уральского палеозойского океана. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

82. *Симонов В. А., Куренков С. А., Тикунов Ю. В. и др.* Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. – М.: ГЕОС, 1998. С. 181–183.

83. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов Малыкского комплекса на Полярном Урале / П. Л. Бурмако, В. А. Душин, Ю. Л. Ронкин и др. // Мат-лы Междунар. научн. конф. «III Чтения памяти С. Н. Иванова «Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов». – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008.

84. *Соболев В. С., Добрецов Е. Л. и др.* Парагенетические типы минералов как отражение состава и условий образования метаморфических пород // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. – Новосибирск: СО АН СССР, 1972.

85. Стратиграфический кодекс России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.

86. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: МСК, 1993.

87. Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург, 1997.

88. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1 : 1 000 000 / Ред. В. И. Шпильман, Н. И. Змановский, Л. Л. Подсосова. – Тюмень, 1998.

89. *Удовкина Н. Г.* Эклогиты Полярного Урала. – М.: Наука, 1971.

90. *Удортатина О. В.* Редкометалльное (Ta-Nb-U-TR-Be) оруденение и его связь с процессами щелочного метасоматоза на Севере Урала // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Мат-лы Второго всероссийского петрографического совещания. Т. 2. – Сыктывкар, 2000. С. 199–201.

91. Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

92. *Хаин В. Е.* Основные проблемы современной геологии. – М., 2003.

93. *Хорева И. М.* Фораминиферы из морских верхнеплейстоценовых отложений Чукотки // Квартер 2005 Мат-лы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2005. С. 439–440.

94. Цветной камень Полярного Урала / В. А. Душин, С. Н. Попов, Б. А. Костюк и др. – Екатеринбург: Полиграфист, 2000. 192 с.

95. *Цымбалюк А. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-42-VII. – М., 1976.

96. *Шатров В. П.* Угольные бассейны севера Восточного склона Урала: состояние изученности и перспективы освоения (к проблеме транспортного коридора «Урал промышленный–Урал Полярный») // Ежегодник-2008. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 156, 2009. С. 243–249.

97. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Листы Q-41-V, VI. 2013.

98. *Шишкин М. А., Водлазская В. П., Попов М. Я.* Оценка перспектив золоторудного оруденения восточного склона Приполярного и южной части Полярного Урала на основе материалов ГК-1000/3 листа Q-41 // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Мат-лы Всероссийского совещания. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 225–227.

99. *Шишкин М. А., Попов М. Я.* Минерагеническое районирование и оценка прогнозных ресурсов Полярного Урала в пределах территории ЯНАО по итогам работ по составлению комплекта карт ГК-1000 / 3 листа Q-41 // Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота Полярного Урала (ЯНАО). Проблемы сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале. Тр. III Полярно-Уральской научно-практической конференции. – Салехард, 2007. С. 74–82.

100. *Шмелёв В. Р.* Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005, № 2. С. 41–59.

101. *Феритатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.

102. *Феритатер Г. Б., Бородина Н. С. и др.* Высокобарические апогранитные метаморфиты Уральского орогена // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Мат-лы II Всеросс. петрографического совещания. Т. 1. – Сыктывкар, 2000. С. 203–206.

103. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.

Фондовая

104. *Абатурова И. В.* Горно-геологические и гидрогеологические условия отработки месторождения Центральное. Отчет о НИР. – Екатеринбург: УГГА, 2002.

105. *Афанасьев А. К., Неустроев Г. Н. и др.* Результаты групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-42–14-Б, Г; Q-42–15-А, Б, В, Г; Q-42–26-Б; Q-42–27- А, Б, В, Г; Q-42–28-А (в, г), Б (в, г), В, Г и производство доизучения в масштабе 1 : 50 000 листов Q-42–3-В, Г. Отчет о работах Восточной партии групповой геологической съемки за 1977–1984 гг. Пос. Полярный, 1984.

106. *Баскин Б. Л.* Минералогия Харбейского молибденового месторождения на Полярном Урале. Пос. Полярный, 1952.

107. *Баскин Б. Л., Соловейчик И. Л., Софронов Г. П.* Харбейское молибденовое месторождение на Полярном Урале. Объяснительная записка к подсчету запасов на 1 мая 1949 г. Г. Воркута, 1959.

108. *Белоусов А. П., Кузнецов Б. И.* Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 северной части листа Q-42-VII, VIII. Отчет о геологической съемке партии № 2 Собинской экспедиции за 1954 г. Г. Свердловск, 1955.

109. *Белоусов А. Е., Рубанов С. П.* Отчет о геологоразведочных работах по промышленной оценке участка Ягодное Харбейского месторождения агатов (объект Ягодное). Пос. Харп, 1992.

110. *Бельский М. С.* Отчет о геологических исследованиях в районе между Харбейским и Лонготьюганским молибденитовыми месторождениями на Полярном Урале, Г. Воркута, 1948.

111. *Бодульков М. А., Минин Д. А.* Отчет о результатах работ, выполненных Московской геофизической партией на Полярном Урале в 1975–1977 гг. Q-42–14- Б, Г; 15; 16-Б, В, Г; Q-42–27-А, Б, В, Г; Q-42–38-А, В; 39-А, Б. ПУПГРО, Московская геофизическая партия, г. Воркута, 1979.

112. *Бординов А. Н. и др.* Отчет о проведении работ на объекте «Поисковые работы на золото на Новогодненской перспективной площади». Г. Салехард, 2005.

113. *Буляков Г. Х.* Информационный отчет о проведении работ на объекте «Поисковые работы на россыпное золото в зоне Обского тектонического уступа». Г. Салехард, 2004.

114. *Бубеков В. К.* Отчет по поискам, поисково-оценочным работам, детальной разведке месторождения Долинное песчано-гравийных смесей в бассейне реки Ханмей. Пос. Полярный, 1988.

115. *Бутин В. В.* Геология и условия формирования гнейсо-амфиболитового комплекса южной части Харьейского антиклинория (Полярный Урал) / Канд. дисс. Г. Свердловск, 1973.
116. *Волков В. В., Платонов Н. И.* Отчет о результатах структурно-поискового бурения на Обском профиле Приуральского района Тюменской области, 1961.
117. *Волчков А. Г., Барышев А. Н.* и др. Анализ золотоносности территории ЯНАО, сопровождаемый поисково-ревизионными работами на перспективных участках. Отчет по теме № 29. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
118. *Воронов В. Н. и др.* Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных на Полярном Урале в районе среднего течения рек Малый Ханмей и Большой Харьей. Отчет о работах Париквасьшорской ГСП за 1963–1964 гг. Салехард, 1965.
119. *Воронов В. Н. и др.* Результаты опытно-производственных геологосъёмочных работ на восточном склоне Полярного Урала, в центральной части Щучьинского синклинория. Отчет по работам Восточно-Уральской ОПП за 1972–1976 гг. Пос. Полярный, 1976.
120. *Галиуллин И. З. и др.* Результаты опережающих геохимических работ для обеспечения геохимической основой ГДП-50 на Харьейской площади. (Информационный отчет геохимического отряда по объекту «Проведение опережающих геохимических работ масштаба 1 : 50 000 на Харьейской площади, проведенных в 1991–1994 гг.» Листы: Q-42–25-A(в, г), B(в, г); Q-42–26-A(a), B(a, б, в, г), B(a, в). АООТ ПУГПП, пос. Полярный, 1995.
121. *Гессе В. Н.* Асбестоносность ультраосновных пород в районе рек Большие Пайпудыны и Большой Харьей, 1952.
122. *Гессе В. Н.* Геологические исследования на юго-восточном склоне Ханмейского горного массива на Полярном Урале, 1954.
123. *Гессе В. Н., Королева Н. М.* Геологические исследования на восточном склоне Полярного Урала в районе междуречья Лонготъёган–Большой Харьей. Отчет о работе Восточно-Уральской поисково-съёмочной партии в 1949 г. Г. Воркута, 1950. 224 с.
124. *Глухов А. Н.* Промежуточный информационный отчет по теме: «О проведении поисков россыпных месторождений золота на объекте «участок Лонготский» (первый этап). Салехард, 2001.
125. *Грязнов О. Н., Душин В. А., Бабенко В. В. и др.* Отчет о работах по объекту «Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Байдарацко-Собской площади Полярного Урала с целью составления сводной геологической карты и получения дополнительных данных для прогноза полезных ископаемых» (за 1977–1980 гг.). Г. Воркута, 1980.
126. *Грязнов О. Н. и др.* Поисково-разведочные гидрогеологические работы с целью изыскания резервного подземного источника хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Салехарда. Г. Екатеринбург, 2007.
127. *Душин В. А. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Геологические условия образования и закономерности размещения медно-молибденового оруденения Полярного Урала». Г. Свердловск, 1989.
128. *Душин В. А. и др.* Отчет по теме: «Оценка металлоносности линейных MZ-KZ кор выветривания Полярного Урала. Обоснование поисков связанных с ними комплексных месторождений (золото, серебро, платиноиды, редкие и радиоактивные элементы) в масштабе 1 : 500 000». Г. Екатеринбург, 2000.
129. *Душин В. А., Кошовой В. Н., Павлов М. М. и др.* Отчет Северной НИГЭ по теме 59-202-2000 «Составление Геологического атласа Урала территории Ханты-Мансийского автономного округа масштаба 1 : 500 000» . – Екатеринбург, 2002.
130. *Душин В. А. и др.* Отчет по теме: «Шлихоминералогическое изучение горной части ЯНАО с целью оценки перспектив и условий локализации благороднометалльной (золото, платиноиды) минерализации гипогенно-гипергенного типа.» Г. Екатеринбург, 2003.
131. *Душин В. А. и др.* Отчет по объекту «Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов R-42-XXXI, XXXII (Байдарацкая площадь).» Г. Екатеринбург, 2004.
132. *Душин В. А. и др.* Отчет по объекту «ГМК-200 листов Q-42-I, II (Щучьинская площадь)». Г. Екатеринбург, 2008.

133. Душин В. А. и др. Отчет по объекту «ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (Собская площадь)» Г. Екатеринбург, 2010.
134. Ерёмин В. П., Пономарёв В. Г. Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных на Полярном Урале в районе среднего течения рек Сось, Большой и Малый Ханмей. Отчет по работам Подгорной ПСП за 1970–1973 гг. Г. Тюмень, 1974.
135. Еришов В. А., Гурский Г. В. Отчет о результатах выполненных опережающих геофизических работ на Сось-Ханмейской площади. «Главтюменьгеология», ПУГРЭ, Байдарацкая партия, пос. Полярный, 1988.
136. Еришов В. А. Отчет о результатах опережающих геофизических работ масштаба 1 : 50 000, выполненных Партией региональных исследований в пределах южной части Харбейской площади. Q-41–48-Б, Q-42–37-А, Б(а, б). АООТ ПУГГП, пос. Полярный, 1992.
137. Зайцев В. А. Геологические исследования рыхлых отложений долины р. Харбей, 1951.
138. Ильюшенков А. Я. и др. Отчет по теме «Оценка геологических условий локализации стратиформного медно-полиметаллического оруденения в вулканогенно-осадочных комплексах доордовика по северной части Полярного Урала». Пос. Полярный, 1994.
139. Караченцев С. Г. Обская магнитная аномалия. Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных в среднем течении р. Малый Ханмей в 1955 г. в пределах листа Q-42-37-Б. Пос. Полярный, 1957.
140. Караченцев С. Г. Железорудные месторождения и магнитные аномалии Щучинского района на восточном склоне Полярного Урала. (Геологическое описание с подсчетом запасов железных руд по состоянию на 1.01.1959 г). 1959.
141. Клопов А. Л., Бобров Е. В. Результаты геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 листов Q-41-36-А, Q-41-36-Б (а, в), Q-41-36-В, Q-41-36-Г, Q-42-25-В, Q-42-25-Г, Q-42-26-В. Полярный Урал. (Отчет по работам Ханмейской ГСП за 1963–1966 гг.). Г. Тюмень, 1967.
142. Козырев В. Е. Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Тюменской области по состоянию на 1.01.1998 г. Тюмень, 1998.
143. Коновалов Б. Г. Нижне-Ханмейское угольное месторождение. Отчет о результатах поисково-разведочных работ Нижне-Ханмейской партии Полярно-Уральской экспедиции за 1954–1955 гг. Пос. Обская, 1956.
144. Костюк Б. Ф., Затонский Ю. В., Нефедов В. А. и др. Результаты геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 листов Q-41-133-Б-в, г; 133-В-в, г; 133-Г; 134-В-а, б, в; Р-41-1-А, Б; 1-Г-б; Р-41-2-А-а, в; 2-В-а. (Отчет по работам Ятринской и Турупинской ГСП за 1959–1960 и 1964–1966 гг.). Тюмень, 1967.
145. Кременецкий А. А. и др. Создание геохимических основ и прогнозная геолого-геохимическая оценка ресурсного потенциала территории Приполярного и Полярного Урала (ЯНАО, ХМАО, Свердловская область). Салехард, 2009.
146. Кривко А. Н. Отчет о детальной разведке месторождения строительных песков Овражного с участком Право-Харбейским. Отчет Ханмейской партии за 1985–1987 гг. ПУГРЭ. Пос. Полярный, 1987.
147. Кривко Т. Н., Ибрагимова Д. Ш. Поисковые работы на золото-платиновое оруденение в пределах черносланцевой толщи Яршор-Лаптагганской зоны. ЯГК, 2008.
148. Кудрявцев А. Н., Крашенинников А. Л. и др. Результаты общих поисков россыпей золота в Приобском районе Полярного Урала. Отчет Приуральской ГПП за 1981–1986 гг. Пос. Полярный, 1986.
149. Курячий Ю. Ф. и др. Отчет о геофизических работах, проведенных Нодэ-Яхинской геофизической партией в центральной части Полярного Урала. Пос. Полярный, 1975.
150. Лалетин П. Е., Караченцев С. Г. и др. Верхне-Ханмейское полиметаллическое месторождение. Отчет о работах за 1953–1954 гг. Пос. Полярный, 1955.
151. Латыпов А. А. и др. Отчет о работах магнитометрической партии в Приуральском и Шурышкарском районах Тюменской области. – Тюмень: ТГГУ, 1958.
152. Лучинин И. Л. Результаты аэрогеофизических поисков месторождений полезных ископаемых на Полярном Урале, 1962.

153. *Лычаков В. А., Королёва Т. Ф. и др.* Комплексная геолого-экономическая оценка минерально-ресурсного потенциала Полярного Урала. Пос. Полярный, 1991.
154. *Малкин Б. В., Воргачева Е. Ю. и др.* Отчет по объекту «Составление геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабытнанги в границах минерагенических районов», 2009.
155. *Мельгунов А. Н. и др.* Отчет по объекту «Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе использования современных геолого-геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследования». Екатеринбург, 2009.
156. *Мельникова Л. К. и др.* Отчет по объекту «Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 50 000 с целью выделения перспективных золоторудных полей на восточном склоне Полярного Урала от реки Сось до реки Щучья». Г. Норильск, 2002.
157. *Мокрый В. Д., Бахромкин В. М., Дубровский С. В. и др.* Предварительная и детальная разведка известняков и вулканогенных пород месторождения «Новогоднее» на Полярном Урале. Отчет партии Нерудгео о геологоразведочных работах в 1984–1993 гг. Пос. Полярный, 1993.
158. *Монто Р. М., Мишульский М. И.* Результаты геолого-поисковых работ, проведенных Новогодней партией в районе среднего течения р. Малый Ханмей. Восточный склон Полярного Урала, 1960. Часть листов: Q-42-37-А, Б, В, Г; Q-42-38-А, Б. Пос. Ангальский Мыс, 1961.
159. *Монто Р. М.* Отчет о результатах поисковых работ, проведенных Тоупугольской партией в районе нижнего течения рек Ханмей и Харбей в 1961 г. (Восточный склон Полярного Урала). Г. Салехард, 1965.
160. *Осолодков Д. Г., Бибикова Г. Н. и др.* Отчет по теме «Обобщение и анализ материалов крупномасштабных съемок на территории Пай-Хоя, Полярного, Приполярного и Северного Урала за период 1964–1971 гг.», Л., 1972.
161. *Охотников В. Н.* Геологическое строение района между Харбейским и Ханмейским молибденитовыми месторождениями на Полярном Урале, 1953.
162. *Охотников В. Н.* Отчет о работе Минисейской геологической партии, 1954.
163. *Палкин С. С. и др.* Поисково-разведочные гидрогеологические работы с целью изыскания подземного источника хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Лабытнанги. Отчет о результатах работ поискового этапа по Госконтракту № 324/07 от 14.12.2007. Г. Надым–Москва, 2008.
164. *Перминов И. Г.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в пределах Тоупугол-Ханмейшорской площади. Пос. Полярный, 2002.
165. *Подсорова Л. Л. и др.* Отчет тематической партии № 34 за 1966–1969 гг. по теме «Металлогения Харбейского антиклинория». Тюмень, 1970.
166. *Попов М. Я. и др.* Изучение закономерностей размещения твердых полезных ископаемых, оценка их перспективности и определение прогнозных ресурсов Севера Урала. Г. Воркута, 1983.
167. *Попов И. И., Печенкин Б. В. и др.* Прогнозно-поисковые работы на хромовые руды в южной части ультраосновного массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). Лабытнанги, 2007.
168. *Попов О. П., Скорынина А. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов руд хрома, марганца, вольфрама, молибдена и бокситов на территории Свердловской, Челябинской и Курганской областей, Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского АО» по состоянию на 1 января 2003 г. (бокситы). Екатеринбург, 2002. Уралгеолфонд.
169. *Прохорова К. И., Бельков Л. А., Ли Л. В.* Результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 листа Q-42-VIII и юго-восточной части листа Q-42-II. Полярный Урал. (Отчет о работе Полярно-Уральской партии № 4, проведенной в 1957–1958 гг.) Т. 1. Г. Салехард, 1960.
170. *Прохорова К. И., Кусмауль Э. Г.* Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных партией № 4 на восточном склоне Полярного Урала, 1954.

171. *Прядкин К. Н.* Предварительный отчет о геолого-поисковых работах Собской партии в районе рек Соби, Большой и Малый Ханмей на Полярном Урале, 1949.
172. *Прядкин К. Н.* Отчет о результатах работ Хараматолоуской поисково-разведочной партии в бассейне р. Большой Ханмей, 1950.
173. *Прядкин К. Н.* Геологические исследования на восточном склоне Полярного Урала в районе среднего течения реки Лонгот-Юган в 1954 г. 1955.
174. *Прямоносов А. П., Наюк С. А., Прямоносова М. А.* Групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 на Соби-Ханмейской площади (ГС – листы Q-41-48-В-в, г, Г-в, г; Q-42-38-А-в, В-а), ГДП – листы Q-41-48-Б, В-а, б, Г-а, б; Q-42-37-А, Б, В-а, б, Г-а, б; Q-42-38-А-а, б, Б-а, б). Информационный отчет о работах Партии региональных исследований за 1989–1994 гг. Пос. Полярный, 1994.
175. *Прямоносов А. П. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) Пайпудынской площади, лист Q-41-ХП. Отчет. Г. Екатеринбург, 2001.
176. *Прямоносов А. П., Степанов А. Е. и др.* Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (прогнозно-поисковые работы на золото на Харбейской площади). Екатеринбург, 2004.
177. *Прямоносов А. П., Степанов А. Е. и др.* Информационный отчет о результатах незавершенных поисковых работ на золото-платиновое оруденение в пределах черносланцевой толщи Яршор-Лаптагаганской зоны. Салехард, 2005.
178. *Прямоносов П. С., Монто Р. М., Дьяченко Л. П.* Полезные ископаемые Полярного Урала (Отчет тематической партии за 1958–1959 годы). Пос. Ангарский Мыс, 1960.
179. *Пысин Я. Д. и др.* Результаты опережающих геохимических работ масштаба 1 : 50 000 на Соби-Ханмейской площади. Отчет партии региональных исследований ПУГРЭ. Пос. Полярный, 1993.
180. *Рубцов А. И., Сорокотяшко В. В. и др.* Составление геохимических карт Севера Урала в масштабе 1 : 100 000–1 : 500 000. ПГО «Полярноуралгеология», Воркута, 1984.
181. *Рыбалко А. В., Душин В. А., Петров Г. А.* Полярно-Уральский трансект. Отчет партии ГСЗ за 2006–2008 гг. Г. Заречный, 2008.
182. *Севастьянов К. Н.* Геологический отчет о работах на золото в центральной части Манита-Нырда. Воркута, 1965.
183. *Селюкова Т. Н.* Отчет о поисковых работах на золото вдоль трассы Обская–Бованенково (отчет Харбейского отряда за 1996–1999 гг.). Пос. Полярный, 1999.
184. *Скибин Ю. П., Мурадымов Г. Ш.* Поиски месторождений золота в древних конгломератах и корях выветривания на Полярном Урале в 1996–1997 гг. (Мало-Пайпудынская перспективная площадь). Фонды КПП по ЯНАО, 1999.
185. *Соловейчик И. Л.* Отчет о работах Бадья-Юганской поисково-разведочной партии, 1951.
186. Справочник месторождений и проявлений черных, цветных, благородных металлов и камнесамоцветного сырья территории Тюменской области / Отв. исп. В. П. Иванова. – Тюмень, 1992.
187. *Старокожева Г. И.* Геологический отчет «Геолого-экономическая переоценка угольных месторождений Сосьвинско-Салехардского бассейна». Г. Екатеринбург, 2007.
188. *Сулимов И. Н.* Результаты геологических исследований в районе рек Лонготьюган–Большой Харбей на Полярном Урале в 1946 г. Г. Воркута, 1947.
189. *Суханов А. И., Афанасьев А. К., Брагин П. Е.* Результаты геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 южной части Талота-Собского синклиория. Отчет о работах Хадатинской партии геологического доизучения за 1974–1978 гг. Пос. Полярный, 1979.
190. *Тимушева В. И., Герасименко Н. А.* Отчет о результатах работ, выполненных Обской 565/79 и Полуийской 566/79 геофизическими партиями на территории Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области в 1979–1980 гг. Q-42-IV, V, VIII–XI. «Печергеофизика». Г. Ухта, 1980.
191. *Устинов В. Я., Цымбалюк А. В.* Геологическая карта Полярного Урала масштаба 1 : 200 000 (части листов Q-42-ХП и Q-42-VII), 1952.

192. *Файбусович Я. Э.* Отчет за 2001–2002 гг. «Кадастр месторождений и проявлений неметаллических полезных ископаемых (строительных материалов) равнинной части ЯНАО». Договор № 7/5-01 по теме № 130-т. СибНАЦ. Г. Тюмень, 2002.
193. *Фомиченко Т. А.* Поисково-съёмочные работы на левобережье р. Большой Харбей. Отчет Северо-Харбейской партии за 1954 г. 1955.
194. *Фурсов Г. Г., Латыпов А. А.* Отчет о результатах геофизических исследований на восточном склоне Полярного Урала, проведенных Салехардской партией в 1957 г. УГУ, г. Салехард, 1958.
195. *Цымбалюк А. В., Лидер В. А.* Геологическая карта Полярного Урала масштаба 1:200 000. Лист Q-42-VII. (Отчет по работам Собинской партии № 3 за 1953 г.). Г. Тюмень, 1954.
196. *Цымбалюк А. В., Генералов П. П.* Геологическая карта Полярного Урала масштаба 1:200 000 (южная часть листа Q-42-I и северная часть листа Q-42-VII), 1955.
197. *Цымбалюк А. В., Литовченко Н. И.* Результаты геологической съёмки масштаба 1:200 000 листа Q-42-VII. Полярный Урал. Сводный отчет о работе Полярной партии № 3, проведенной в 1957–1958 гг. Г. Тюмень, 1960.
198. *Чепкасов В. А. и др.* Результаты геологической съёмки масштаба 1:50 000 листов Q-42-26-В, Г и Q-42-38-А, Б, Полярный Урал. Отчет о работах Лаптаеганской партии за 1959–1960 гг. Г. Тюмень, 1960.
199. *Швидак А. А., Перфилова А. П. и др.* Отчет о результатах аэромагнитной съёмки Восточно-Уральской партии за 1971 г. Q-42–26, 27, 28, 29; Q-42–38, 39, 40, 41. ЗГТ НТ РСФСР, Л., 1972.
200. *Шишкин М. А. и др.* Отчет по объекту «Составление Легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия)». – Воркута, 1999.
201. *Шишкин М. А. и др.* Отчет по объекту: «Актуализация Легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (изд. 2-е)». – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
202. *Эрвье Ю. Ю., Эрвье Л. Л.* Результаты геологической съёмки масштаба 1:50 000 листов Q-41-36-Б-б, г, Q-42-25-А, Б и Q-42-26-А, Полярный Урал. Отчет по работам Верхне-Харбейской ГСП за 1960–1963 гг. Г. Тюмень, 1965.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных
на карте полезных ископаемых и карте четвертичных образований
листа Q-42-VII, VIII Государственной геологической карты
Российской Федерации масштаба 1:200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного иско- паемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – рос- сыпное)	Номер по списку литерату- ры	Состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
Молибден					
I-1	34	Харбейское	К	107	Законсервировано
Благородные металлы					
Золото					
II-5	4	Лонготъеганское	Р	148	Разведано
IV-2	5	Новогоднее-Монто	К	53, 54	Готовится к эксплуата- ции
IV-2	8	Петропавловское	К	52	
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
Магматические породы					
Гранит					
I-1	18	Харбейское	К	94	Оценочные работы
Габбро					
I-1	9	Харбейское	К	189	Не разрабатывается
Карбонатные породы					
Известняк					
IV-2	3	Новогоднее	К	157	Разрабатывается
Глинистые породы					
Глины кирпичные					
IV-2	25	Ханмейское	К	153	Разведано
Обломочные породы					
Песок строительный					
I-1	48	Бадьяганское	К	153	Не разрабатывается

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку литературы	Состояние эксплуатации
III-3	22	Пунгинское	К	153	Частично отработано
III-4	15	Усть-Харбейское	К	153	Частично отработано
IV-1	6	Овражное	К	146	Разведано
IV-1	7	Устьханмейское	К	153	Частично отработано
IV-2	22	Пантелейшорское	К	153	Частично отработано
IV-2	24	Тоупугольское	К	153	Не разрабатывается
IV-2	26	Хасырейское	К	153	Частично отработано
Песчано-гравийный материал					
IV-1	8	Долинное	К	114	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа Q-42-VII, VIII 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				
Газ горючий				
Ш-7	1	Нижнее течение р. Лонготъёган	169	ПМ. Газовый столб высотой не более 0,5 м был отмечен в скв. 9к Сангом-панского профиля при проходке по плотным серым бейделлитовым глинам, залегающим на песчанистых глинах, по возрасту относимых к Q ₃ . Газ бесцветный, горел синеватым пламенем
IV-2	23	Руч. Тоупугол	134	ПМ. Внезапный выброс и воспламенение газового фонтана зафиксировано в скв. П-21 на глубине 157,5 м. Разрез представлен переслаиванием песков, глин, алевроитов четвертичного возраста
Уголь бурый				
IV-1	1	Руч. Оксяшор	95	П. Скв. 3-бис Обского профиля – вскрыты пласты бурого угля мощностью 0,2–0,4 м. Пачка размыта
IV-1	2	Река Малый Ханмей	95	П. Скв. 2 Обского профиля вскрыла три пласта бурого угля на глубине 102,5–112,5 м, мощностью 0,5, 1,5 и 2,0 м, разделенных углистыми алевролитами
IV-1	3	Река Малый Ханмей	95	П. Скв. 13 Обского профиля пересекала прослой бурого угля мощностью 0,07–0,15 м. Пачка размыта. На глубине 130–188 м залегают вольфрамоносные пески
IV-1	4	Река Малый Ханмей	95	П. Скв. 1 Обского профиля встретила пласты бурого угля на глубине 144,5–151,6 м, мощностью 7,1 и 1,7 м. Общая мощность пачки 10,7 м

IV-1	5	Река Вындяда	95	П. Скв. 0 Обского профиля вскрыла два пласта бурого угля на глубине 222,5–233,3 м, мощностью 3,3 и 5,75 м, разделенных прослоем углистых алевролитов
IV-2	17	Верховья руч. Князь-Ель	134	П. Скв. П-22 на глубине 229,6–327,7 м вскрыто пять пластов бурых углей мощностью от 0,5 до 4,9 м, разобоченных углистыми аргиллитами и слоистыми песками
IV-2	18	Верховья руч. Князь-Ель	134	П. Скв. 19 Обского профиля. Бурые угли триасового возраста
IV-2	19	Правобережье руч. Тоупугол	134	П. Скв. П-28 в инт. 82,8–228,6 м вскрыты два пласта бурых углей мощностью 0,8 и 2,7 м, разобоченных песками и глинами
IV-2	20	Левобережье р. Вындяда	95	П. Скв. 6 Обского профиля пересекает пласты бурого угля мощностью до 1,7 м. Пачка вскрыта не полностью
IV-2	21	Левобережье р. Вындяда	95	П. Скв. 12 Обского профиля встречен пласт бурого угля мощностью 3,3 м на глубине 349,25–352,55 м
Торф				
I-6	10	Оз. Харута	108	
I-6	11	Оз. Харута	108	
I-6	12	Оз. Харута	108	
II-6	17	Верховья руч. Костальбей	108	
II-6	18	Верховья руч. Мелкорыбный	108	П. Небольшие торфяные бугры или обрывистые берега ручьев
II-6	19	Верховья руч. Мелкорыбный	108	
II-7	10	Верховья р. Юньяха	108	
II-7	11	Руч. Ветвистый	108	
II-7	12	Река Лонготъёган	108	
II-7	13	Река Лонготъёган	108	
II-7	14	Оз. Торнлор	108	

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Железо				
I-5	1	Левобережье р. Лонготъган	105	ПМ. Габронориты с вкрапленностью титаномагнетита в количестве 17–19%
I-6	1	Магнитная аномалия Южно-Дорожная	178	П. Среднезернистое габбро, обогащенное вкрапленностью магнетита. Содержание Fe по химанализу – до 10,58% и TiO_2 – до 1,32%
I-6	2	Магнитная аномалия Крайняя	105	П. Габбро с вкрапленностью пирита, титаномагнетита. Содержание Fe – 6,25–20,4%
I-6	4	Правобережье р. Большая Харута	105	ПМ. Скв. Г-38 вскрыты габронориты с вкрапленностью ильменита, магнетита, халькопирита, пирротина. В штуфной пробе (%): TiO_2 – 1,60, Fe_2O_3 – 9,21, FeO – 8,64; рудные интервалы 32–36, 76–80, 205–246, 283–292 м
I-7	1	Овальное	140	П. При разбуривании магнитной аномалии вскрыты рудные тела протяженностью 60–80 м. Минеральный состав руд: магнетит, гранат, пироксен, сульфиды. Среднее содержание железа в руде 35%. Химический анализ показал (%): P – 0,03, S – 0,32, Ti – 0,3, Zn – 0,04, Cu – 0,03, Ni – 0,01. В двух пробах магнетитовых руд установлено содержание Au – 0,48 и 0,1 г/т. Запасы по категории C_2 – 3 млн т
I-7	2	Харутское (магнитная аномалия Ясная)	105	П. Габбро, рассеченное дайками диоритов, метадолеритов и базальтов. Породы содержат вкрапленность магнетита, наиболее густую в габбро. Содержание Fe по химанализу до 15%. Содержание TiO_2 – 0,8–1,8%
I-7	3	Магнитная аномалия Озерная	178	П. Габбро и диориты с вкрапленностью магнетита, незначительно скарнированные. По результатам химанализов, среднее содержание Fe в габбро составляет 14%, TiO_2 – 1,7%, при очень низких содержаниях фосфора и серы

I-8	1	Магнитная аномалия Угловая	178	П. Буровая скважина на глубине 36,6 м вскрыла габбродиориты с вкрапленностью мелкозернистого магнетита. Химанализами установлено содержание Fe от 8,1 до 14,48%, TiO ₂ – 1,07–1,71%
II-8	1	Магнитная аномалия Болотная	105	П. Буровой скважиной вскрыто среднезернистое габбро с вкрапленностью титаномангнетита. Содержание Fe до 18,09%, среднее – 18,4%, TiO ₂ – 0,91–1,85%
III-2	13	Обское	134	П. В слабоскарнированных вулканитах установлены жилы, прожилки, линзообразные тела и вкрапленность магнетита. Мощность жил не более 1–1,5 м. Мощность рудной зоны – 103 м. Средневзвешенное содержание Fe – 10,6%, максимальное – 15,5%
III-3	21	Няравеченское	178	П. Горными работами по заверке магнитных аномалий выявлена вкрапленность магнетита в гнейсах и амфиболитах. Содержание суммарного Fe – до 12%
IV-2	15	Невидимка	134	П. Эпидотизированные основные вулканиты с вкрапленностью магнетита и пирита до 1–3%. В северо-восточной части участка предполагаются два субширотных пластообразных тела. Глубина до верхней кромки 14–0 м. Горизонтальная мощность 30–40 м
Железо, молибден				
II-7	1	Руч. Молибденитовый	178	ПМ. Редкая вкрапленность мелких чешуек молибденита в ассоциации с магнетитом, пиритом, халькопиритом и пирротинном в скарнах. Химическим анализом бороздовой пробы установлены следы молибдена
II-7	2	Руч. Костальбей	173	ПМ. Вкрапленность магнетита и молибденита в скарнированных породах
II-7	3	Руч. Костальбей	173	ПМ. Вкрапленность халькопирита в скарнированных породах
II-7	5	Костальбейское	173	П. Зоны скарнирования, приуроченные к контактам маломощных прослоев мраморов с амфиболитами и гнейсами. Мощность скарнов достигает 4,5 м. В составе скарнов присутствуют магнетит, пирит, пирротин, халькопирит и молибденит. Результаты химанализа бороздовых проб показали следы молибдена
II-7	6	Руч. Костальбей	105	ПМ. Эпидот-гранатовые скарны с редкой вкрапленностью чешуйчатого молибденита

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, орола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Х р о м				
I-4	1	Левобережье р. Харчерузь	105	ПМ. В дунитах коренные выходы шпиров и полос редкосреднекварцленных хромитовых руд мощностью 3–7 см
I-4	2	Харчерузское-I	167	П. Развалы хромитов размерами 150×300 м в дунит-гарцбургитовом разрезе. Предполагается наличие двух тел хромитов. Руды среднекварцленные, среднезернистые. Содержание Cr ₂ O ₃ в руде – 25,70–34,00%
I-4	4	Харчерузское-II	167	П. Развалы и линзы хромитов в телах дунитов. Содержание компонентов в руде (%): вкварцленные руды: Cr ₂ O ₃ – 26,40–38,60, SiO ₂ – 12,60–14,40, Al ₂ O ₃ – 14,00–14,60, FeO' – 14,31–17,46; сплошные руды: Cr ₂ O ₃ – 45,30, SiO ₂ – 0,81, Al ₂ O ₃ – 18,00, FeO' – 15,75
I-4	5	Левобережье р. Харчерузь	105	ПМ. В крупнозернистых дунитах в коренном выходе полосчатые редковкварцленные до густовкварцленных хромитовые руды мощностью 0,4 м. В штуфной пробе (%): SiO ₂ – 25,92, MgO – 31,23, Cr ₂ O ₃ – 17,35, Al ₂ O ₃ – 5,62, Fe ₂ O ₃ (общ.) – 13,60, TiO ₂ – 0,185
I-4	7	Левобережье р. Харчерузь	167	ПМ. В ангитрит-оливиновых породах развал густовкварцленного хромита. Содержание компонентов (%): Cr ₂ O ₃ – 23,50, SiO ₂ – 17,00, Al ₂ O ₃ – 11,00, FeO' – 15,21
I-4	11	Харчерузское-III	167	П. Эпловивальный развал дунитов с параметрами 100×200×250 м. Хромиты редкосреднекварцленные до густовкварцленных, мелкосреднезернистые. Содержание компонентов (%): Cr ₂ O ₃ – 25,60–42,60, SiO ₂ – 8,12–20,50, Al ₂ O ₃ – 7,09–7,90, FeO' – 18,24
I-4	12	Левобережье р. Харчерузь	167	ПМ. Отдельные мелкие обломки хромитов в склоновом сносе, в разной степени окатанные. Хромиты средне-густовкварцленные крупнозернистые

I-4	13	Левобережье р. Харчерузь	105	ПМ. В дунитах редкая и линзовидно-полосчатая вкрапленность, иногда шпирры густовкрапленных хромшпинелидов. Суммарная мощность зоны – 0,5–0,7 м, содержание в среднем – 10–15%
I-4	14	Левобережье р. Харчерузь	105	ПМ. В развалах дунитов обломки редко-средневкрапленных хромитовых руд. В монофракции хромшпинелида установлено (%): MgO – 13,76, FeO – 13,65, Cr ₂ O ₃ – 37,95, Al ₂ O ₃ – 25,07, Fe ₂ O ₃ – 5,36, TiO ₂ – 0,16
I-4	17	Харчерузское-IV	167	П. Элювиально-делювиальные развалы хромитов размером 100×350 м. Руды редко-средневкрапленные. Содержание Cr ₂ O ₃ – 25,80–28,70%; Au – 1,44 г/т
I-4	18	Харчерузское-V	167	П. Насыщенный элювиально-делювиальный развал с параметрами 5×40 м. Руды средневкрапленные среднезернистые. Содержание компонентов в руде (%): Cr ₂ O ₃ – 23,20–36,70, SiO ₂ – 14,30–25,80, Al ₂ O ₃ – 6,53–12,20, FeO' – 10,26–17,46. Оруденение связано с телами дунитов мощностью до 10 м и более; Au – 0,53 г/т
I-4	19	Харчерузское-VI	167	П. Средненасыщенный развал хромитов с параметрами 200×350 м. Руды средневкрапленные среднезернистые. Содержание компонентов в руде (%): Cr ₂ O ₃ – 32,70–36,80, SiO ₂ – 15,90–17,60, Al ₂ O ₃ – 8,70–10,30, FeO' – 17,19–18,54. Оруденение связано с телами дунитов мощностью до 10 м и более; Au – 0,93 г/т
II-2	8	Река Парноеган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
II-2	11	Руч. Париквасьшор	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
II-2	13	Река Парноеган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
II-6	12	Руч. Амфиболитовый	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
II-6	13	Река Нядзеган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
III-3	10	Река Харбей, среднее течение	198	ПМ. В небольшом коренном выходе размерами 2–3 м серпентинизированных дунитов наблюдается участок пятнистой хромовой руды. Содержание хромита в шгупной пробе достигает 50,24%, Cr ₂ O ₃ – 27,66%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Т и т а н				
I-2	18	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы ильменита и рутила в кварцевых жилах
I-2	19	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы рутила в кварцевых жилах
I-3	39	Река Лаптаган	95	ПМ. Шпирь ильменита в эпидог-кварцевых жилах
I-5	3	Река Лонготъган	105	ПМ. Амфиболиты с вкрапленностью кристаллов рутила и ильменита
II-1	1	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы рутила в кварцевых жилах
II-1	2	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы рутила в кварц-полевошпатовых жилах
II-1	3	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы рутила в кварцевых жилах
II-1	6	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы рутила и ильменита в кварцевых жилах
II-1	8	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Мелкая вкрапленность рутила в амфиболитах. Содержание TiO_2 – до 2,32%
II-1	9	Гора Евъёган-Тайкев	95	ПМ. Кристаллы рутила в кварцевых жилах
II-1	10	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы рутила в кварцевой жиле
II-1	11	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Кристаллы рутила и ильменита в кварцевых жилах
II-2	5	Река Парноеган	133	ШП. Содержание ильменита – до 2422 г/м ³
II-3	3	Река Харбей	198	ПМ. Кварцевые жилы с содержанием титана по спектральному анализу 1,0%
II-5	3	Река Лонготъган	105	ПМ. Амфиболовые гнейсы и амфиболиты с рассеянной вкрапленностью кристаллического рутила и ильменита
II-7	8	Река Лонготъган	105	ПМ. Рутил, ильменит в альбандах кварцевых жил среди биотит-амфиболовых гнейсов

Ш-3	2	Руч. Париквасьшор	198	ПМ. Вкрапленность титановых минералов в амфиболитах, гнейсах и кварц-полевошпатовых жилах
Ш-3	4	Париквасьшорское	198	ПП. Размеры потока: длина около 3 км, ширина 50 м, мощность 1 м. Выход ильменита – до 12,4 кг/м ³ , в среднем 10 кг/м ³ . Ильменит встречается в ассоциации с рутилом и сфеном. Ресурсы ильменита составляют 1500 т. Содержание рутила достигает 94 г/м ³ , сфена – более 50 г/м ³ . Выход граната в отдельных шлихах достигает 50 кг/м ³ и более. Ресурсы граната в россыпи составляют 4500 т
Ш-3	8	Руч. Париквасьшор	198	ПМ. Вкрапленность титановых минералов в амфиболитах, гнейсах и кварц-полевошпатовых жилах
Ш-3	9	Руч. Париквасьшор	198	ПМ. Вкрапленность титановых минералов в амфиболитах, гнейсах и кварц-полевошпатовых жилах
Ш-3	11	Река Харбей	198	ПМ. Массивные руды в гематит-ильменитовой жиле мощностью до 5 см с содержанием TiO ₂ – 28%
Ш-3	13	Руч. Хартманшор	198	ПМ. Густая вкрапленность ильменита в прослое биотитовых амфиболитов мощностью 20–35 м
Ш-3	20	Река Харбей	198	ПМ. Вкрапленность гематита с рутилом в биотитовых гнейсах, связанная с сетью тонких кварцевых прожилков
Цветные металлы				
М е д ь				
I-7	4	Верховья р. Харасавэйяха	105	ПМ. Зона скарирования в диоритогнейсах мощностью 5–7 м с вкрапленностью халькопирита, редко молибденита. По спектральному анализу, меди – 0,1%
I-8	2	Река Юньяха	105	ПМ. Серия сближенных зон скарирования общей мощностью 3,5 м среди апо-диоритовых blastsокактазитов с вкрапленностью халькопирита, пирротина, пирита. В бороздовых пробах (%): Cu – 0,135–0,008, Mo – 0,00002, Pb – 0,01, Zn – 0,008–0,112, Ag – до 0,2 г/т
I-8	3	Река Юньяха	105	ПМ. Зона скарирования мощностью 1,5–2 м в апоабобровых blastsомилонитах с вкрапленностью халькопирита, пирротина. В шгупфной пробе (%): Cu – 0,35, Zn – 0,65, Ag – 2,2 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
I-8	4	Река Юньяха	105	ПМ. Бластокатаклазиты апогэбровые с молибденит-халькопиритовой минерализацией. В шгунфной пробе (%): Mo – 0,55, Cu – 0,014, Ag – 0,5 г/т, Au – 0,05 г/т
I-8	5	Река Юньяха	105	ПМ. Скарны с вкрапленностью пирротина, халькопирита, пирита, реже молибденита. По спектральному анализу (%): Mo – 0,014, Zn – 0,1, W – 0,01, Cu – 0,1
I-8	6	Река Юньяха	105	ПМ. Бластокатаклазиты с зонами скарнирования мощностью 0,2 м с вкрапленностью пирротина, халькопирита в количестве до 7%
II-2	14	Руч. Париквасьшор	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
				Медь, цинк
III-1	4	Река Евъеган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
III-1	5	Река Евъеган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
III-2	7	Река Малый Ханмей	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
III-4	2	Река Лаптаеган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
				Медь, золото
I-1	1	Верховья р. Малый Харбей	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита, борнита и халькозина в кварцевой жиле
I-1	3	Руч. Большой Минисейшор	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита, борнита и халькозина в кварцевых жилах
I-1	4	Руч. Большой Минисейшор	95	ПМ. Прожилки халькопирита и пирротина в углисто-кварцевых сланцах
I-1	8	Река Большой Харбей	95	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита в кварцитопесчаниках
I-1	17	Река Большой Харбей	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди и медная зелень в метагэбродолеритах

I-1	19	Руч. Кузьшор	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита в эпидот-кварцевой жиле
I-1	32	Руч. Молибденитовый	95	ПМ. Вкрапленность пирротина и халькопирита в кварцевых жилах
I-1	42	Проявление руч. Каскадный	95	П. Зоны сульфидной минерализации в хлоритовых сланцах с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками мощностью до 1,5 м. Рудные минералы – пирит и халькопирит. Анализы бороздовых проб показали содержание меди в зонах дробления хлоритовых сланцев 0,112–0,395%, в кварцевых жилах – до 5,289%
I-1	45	Руч. Скалистый	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в амфиболитах
I-1	46	Руч. Скалистый	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в амфиболитах
I-2	4	Руч. Молибденитовый	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в ожелезненных метадолеритах
I-2	9	Руч. Молибденитовый	95	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита в сланцах
I-2	12	Гора Харбей	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита и примазки медной зелени в альбитовых амфиболитах
I-2	14	Руч. Ступенчатый	95	ПМ. Вкрапленность борнита и медная зелень в кварцевых жилах
I-2	16	Река Малый Харбей	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита в гранитогнейсах
I-2	17	Проявление руч. Ступенчатый	95	П. Проявление представлено мелкой рассеянной вкрапленностью, иногда тонкими прожилками пирита и халькопирита в кварцитах, кварцитопесчаниках, амфиболитах и габбро. Химанализами бороздовых проб из канав установлено содержание меди, не превышающее десятые доли процента
I-2	20	Руч. Ступенчатый	95	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита в кварцитах
I-2	21	Руч. Каньонный	95	ПМ. Медная зелень на плоскости сланцеватости в амфиболитах
I-3	6	Река Лонготъёган	95	ПМ. Вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита в кварцевой жиле
I-3	7	Руч. Каньонный	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита в кварцитах
I-3	20	Река Лаптаеган	95	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита в кварцитопесчаниках
I-3	27	Река Лаптаеган	95	ПМ. Гнездовые скопления халькопирита и примазки малахита в хлоритовых сланцах

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Г-5	2	Река Лонготгётан	105	ПМ. Тонкие согласные кварцевые прожилки с редкой вкрапленностью халькопирита в амфиболитах
П-1	4	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди и медная зелень в кварцевых жилах
П-1	5	Верховья р. Малый Ханмей	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита и рутила в гнейсах
П-1	12	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в кварцевых жилах
П-2	1	Река Малый Харбей	141	ПМ. Кварцевые жилы с халькопиритом, магнетитом и пиритом
П-2	3	Малохарбейское	141	П. Кварцевые жилы длиной до 50 м и мощностью до 1 м с халькопиритом, магнетитом и пиритом. В штучной пробе содержание Cu – 7,5%. Бороздовые пробы висячего бока дали содержание Cu – 0,2%, лежачего бока – 0,09–0,2%, жильного тела – 1,24–2,99%. Кроме меди присутствуют Fe ₂ O ₃ – 10–19%, TiO ₂ – 0,4–1,18%. Пробирным анализом установлены Au – 0,2–0,6 г/т, Ag – следы – 9,3 г/т. Спектральным анализом определены Bi – 0,1%, Co – 0,06%
П-2	9	Река Парноеган	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита в пегматитовой жиле
П-2	10	Река Парноеган	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в гнейсах
П-3	2	Верховье руч. Возойшор	198	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита с пиритом и пирротинном в амфиболовых гнейсах
П-4	1	Руч. Яршор	198	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита с пиритом, пирротинном и медной зеленью в очковых амфиболитах
П-4	6	Река Лаптаеган	198	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита с пиритом и пирротинном
П-5	5	Руч. Яршор	105	ПМ. Кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с вкрапленностью халькопирита, борнита, халькозина, налетами медной сини и зелени среди гнейсовидных сланцев

Ш-5	10	Медное	105	ПМ. Кварц-полевошатовые жилы с пиритом и халькопиритом в виде маломощных линзочек и прожилков среди амфиболитов и гнейсов
Ш-5	11	Руч. Бадьяшор	105	ПМ. Согласно зона окварцевания и албитизации мощностью до 3 м с вкрапленностью халькопирита, пирита и гидроокислами железа среди интенсивно перемятых сланцев
Ш-6	6	Река Лонготъёган	105	ПМ. Кварцевая жила мощностью 4 м с редкими зернами халькопирита среди слюдястых сланцев
Ш-6	7	Река Лонготъёган	105	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита в маломощных кварцевых жилах и вмещающих сланцах
Ш-6	10	Река Лонготъёган	105	ПМ. Мелкие гнезда пирита, халькопирита, иногда молибденита в микроклипертиговых гранитах вблизи контакта с амфиболитами
Ш-6	14	Руч. Нядзэган	105	ПМ. Кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с вкрапленностью халькопирита, халькозина, борнита и налетами медной зелени и сини среди биотит-хлорит-амфиболовых сланцев
Ш-6	16	Руч. Нядзэган	105	ПМ. Кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с вкрапленностью халькопирита, халькозина, борнита и налетами медной зелени и сини среди биотит-хлорит-амфиболовых сланцев
Ш-1	1	Верховья руч. Евъеганьегарт	95	ПМ. Вкрапленность пирротина и халькопирита в гранитогнейсах
Ш-2	1	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в кварцевых жилах
Ш-2	3	Река Малый Ханмей	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в кварцевых жилах
Ш-2	6	Евъеганское	134	П. Кварцевые жилы с вкрапленностью пирита и халькопирита, развитые в зоне дробления и окварцевания хлорит-альбитовых гнейсов мощностью 10 м. Содержание сульфидов в жилах до 5–10%, во вмещающих породах – 1–2%. Вмещающие породы слабо пиритизированы. Химическим анализом установлено максимальное содержание Cu – до 0,07–0,14%, Zn – до 0,03–0,08%, Pb – до 0,03%. Пробирный анализ показал содержание Au – 0,2 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-2	9	Малоханмейское	134	П. Зоны дробления в кварцевых роговообманковых габбро мощностью от 0,6 до 5,0 м содержат сульфидную минерализацию вкрапленного, прожилково-вкрапленного и гнездового типа. Прожилки и гнезда выполнены землестым и тоннокристаллическим пиритом и единичными зернами халькопирита. Среднее содержание сульфидов 1–5%. По результатам спектрального анализа, максимальное содержание Cu – до 0,05%, Zn – до 0,01%
III-3	6	Руч. Париквасьшор	179	ПМ. Вкрапленность халькопирита, борнита, медной зелени в гнейсах харбейского комплекса
IV-2	1	Ханмейшорское	134	П. Выделяются две рудные зоны. Первая зона мощностью 2 м, залегает среди туфов порфировых андезитов. Представлена редкой сетью маломощных (1–3 мм) кварцевых прожилков, несущих редкую вкрапленность халькопирита и пирита. Содержание сульфидов 1–2%. Вмещающие породы лимонитизированы. Вторая зона мощностью 50 м, залегает среди альбитовых и кварц-альбитовых порфировых риолитов. Состоит из четырех параллельных кварцевых жил мощностью 0,1; 0,3; 0,22; 0,12 м, четковидного строения. Минерализация вкрапленного и гнездового типа представлена пиритом и халькопиритом. Падающие жил юго-западное под углом 46–56°. На расстоянии 20 м по простиранию жилы выклиниваются. Максимальное содержание Cu – 0,39%, Co – до 0,055%
С в и н е ц				
I-1	20	Руч. Чегарева	178	ПМ. Единичные кубики галенита в кварцевых жилах, пронизывающих линзовидный пласт окварцованных мраморов
I-1	26	Руч. Молибденитовый	95	ПМ. Вкрапленность галенита и халькопирита в кварцевых жилах
I-1	30	Свинцовое	186	П. Среди хлоритовых аповулканогенных сланцев обнаружены четыре кварцевые жилы и две скарновые залежи. Максимальная длина по простиранию составляет 190 м, мощность 7–18 см, одна жила имеет мощность 3,1 м. Основным рудным минералом скарнов является галенит. Встречаются сфалерит, пирротин, халькопирит, пирит. Химический анализ показал содержание свинца от следов до 0,7%

I-1	40	Руч. Осенний	178	ПМ. Мелкая редкая вкрапленность галенита в альбитовых гранитоидах, слагающих пластовое тело мощностью до 40–50 м
I-1	43	Проявление руч. Бадьяёган	178	П. Десять кварцево-рудных жил, которые приурочены чаще всего к трещинам скола, секущим плагиоклаз-амфиболовые гнейсы. Мощность жил от 1–2 до 10–20 см. Минерализация представлена галенитом, равномерно рассеянным в теле жилы
I-2	10	Верховья руч. Молибденитовый	178	ПМ. В кварцевой жиле визуально установлен халькопирит. Химический анализ дает содержание Pb – 0,048 и Zn – 0,25%
Свинец, цинк				
I-1	2	Верховья р. Лонготъёган	95	ПМ. Вкрапленность сфалерита, галенита и халькопирита в кварцевой жиле
I-1	13	Проявление руч. Мраморный	105	П. Кварц-баритовая жила с галенит-сфалеритовой минерализацией в туфосланцах. Мощность жилы 25–30 см. В жиле встречаются также пирит и халькопирит. Спектральный анализ показал содержание: Pb – 1,0%; Zn – много; Ag – 60 г/т; Cd – 0,03%. По данным химического анализа штучных проб: Pb – 5,6%, Zn – 8,5%, TR – 0,027%. Вторая кварцевая жила мощностью 2 м и протяженностью 10 м; рудные минералы: халькопирит, галенит, сфалерит, пирит. Спектральным анализом обнаружены (%): Pb – 1,0; Cu – 0,4; Zn – 0,2; Ag – 6 г/т
I-1	38	Руч. Бадьяёган	95	ПМ. Вкрапленность галенита и сфалерита в кварцевой жиле
I-2	2	Верховья руч. Каньонный	95	ПМ. Вкрапленность халькопирита, галенита и сфалерита в кварцевой жиле
III-2	4	Река Евъеган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
Свинец, золото				
I-1	10	Проявление руч. Медный	186	П. Шесть кварцевых жил и линз с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. По простиранию жилы прослеживаются на 1,7–2,0 м. По данным химического анализа бороздовых проб, максимальное содержание свинца – 0,23%, меди – 0,06%, золота – 0,65 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
Никель, медь				
I-6	8	Верховья р. Лаптаган	105	ПМ. В оливиновых габроноритах мелкая рассеянная вкрапленность титаномагнетита, халькопирита, пентландита
I-6	9	Гора Масло	105	ПМ. Элювиальный развал габроноритов с вкрапленностью титаномагнетита, халькопирита. В штуфной пробе (%): Ni – 0,187, Co – 0,017
III-2	8	Река Малый Ханмей	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
Молибден				
I-1	5	Верховья р. Большой Харбей	95	ПМ. Вкрапленность молибденита в кварцевых жилах
I-1	37	Бадьяганское	185	П. Молибденовое оруденение приурочено к серии жил кварцевого и кварц-полевошпатового состава, залегающих согласно в плагиоклаз-амфиболовых гнейсах. Средняя мощность жил 12–13 см, длина по простиранию 20–75 м. Всего выделено шесть жил плитообразной или четковидной формы. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, борнитом и молибденитом. Химический анализ 11 бороздовых проб показал содержание: Mo – от следов до 0,028%, Cu – от 0,12 до 2,91%, WO ₃ – от следов до 0,05%
I-2	15	Руч. Ступенчатый	95	ПМ. Вкрапленность молибденита в кварцевых жилах
I-5	4	Река Лонготъёган	105	ПМ. Кварцевые жилы мощностью 0,2–0,3 м в биотит-амфиболовых гнейсах с редкой вкрапленностью молибденита в зальбандах жил и их экзоконтактах
II-5	2	Река Лонготъёган	105	ПМ. Кварц-полевошпатовые пегматоидные жилы с молибденитом в границах

П-5	9	Река Лонготъёган	169	ПМ. В амфиболитах установлен молибденит в виде чешуек размерами до 0,5 см вдоль тонких трещинок
П-5	12	Река Лонготъёган	105	ПМ. Кварц-полевошпатовая жила мощностью 0,5–1 м в гранитизированных амфиболитах с редкими чешуйками молибденита размером 1–5 мм
П-5	13	Река Лонготъёган	105	ПМ. Четыре жилы кварц-полевошпатового состава мощностью 0,5 м, залегающие среди амфиболитов и амфиболовых гнейсов, содержат пирит и редкие чешуйки молибденита
П-6	1	Руч. Тальбейшор	105	ПМ. В гнейсах и амфиболитах с секущими жилами гранитов залегают согласная зона скарнов мощностью 0,05–0,2 м с редкими чешуйками молибденита
П-6	2	Река Лонготъёган	105	ПМ. Кварцевая жила с редкими чешуйками молибденита в гранитогнейсах
П-6	3	Река Лонготъёган	169	ПМ. Кварц-полевошпатовая жила мощностью 10 см, залегающая в биотитовых амфиболитах, содержит убогую вкрапленность молибденита. Результаты химического анализа показывают следы молибдена
П-6	4	Руч. Мелкорыбный	169	ПМ. В пегматитовой жиле, вскрытой долиной ручья и рядом канав, отмечаются чешуйки молибденита. По простиранию жила прослежена на 100 м, мощность – от 0,4 до 5 м. Результаты химического анализа бороздовых проб показали убогое содержание молибдена (от следов до 0,009% и только в одной пробе 0,02%)
П-6	5	Река Лонготъёган	169	ПМ. В амфиболитах и гнейсах фиксируются маломощные жилы кварц-полевошпатовых пород и микроклин-пертитовых гранитов. В четырех жилах наблюдались мелкие редкие чешуйки молибденита в ассоциации с пиритом. Результаты химического анализа показали следы молибдена
П-6	8	Река Лонготъёган	105	ПМ. Кварцевые, кварц-полевошпатовые жилы, залегающие среди габброидов и гранит-аплитов, содержат рассеянные чешуйки и гнезда молибденита. В залебандах отмечается тонкая вкрапленность халькопирита и пирротина. В штудной пробе содержание Mo – 0,013%, Ag – 0,2 г/т, Au – 0,65 г/т
П-6	11	Река Лонготъёган	169	ПМ. Согласно жила кварца четковидной формы, залегающая среди сланцев и амфиболитов; мощность жилы до 5–15 см. Жила содержит редкую вкрапленность молибденита. Результаты химического анализа бороздовой пробы показали следы молибдена

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-7	7	Руч. Костальбей	169	ПМ. Мелкие редкие чешуйки молибдена в пегматитовых жилах
III-4	5	Руч. Хартманшор	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
III-4	10	Река Лаптаган	133	ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
I-2	7	Река Малый Харбей	95	Вольфрам ШП. Редкие знаки шеелита в шлихах на отрезке 4 км
IV-2	6	Тоупугольское	134	Алюминий П. На участке проявления закартирован перерыв между нижнедевонскими рифогенными известняками и известняками Эйфельского яруса. Цемент брекчированных известняков (подрудной брекчи) состоит из иллита с примесью смешанно-слоистых иллит-монтмориллонитовых образований. Максимальное содержание в цементе Al_2O_3 – до 23,16% при содержании SiO_2 – 44,66%. Модуль 0,54
III-1	6	Река Евъган	133	Висмут ВГХО. В элювиально-делювиальных отложениях
I-3	4	Руч. Каровый	95	Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы Тантал, ниобий ПМ. Танталовая минерализация в катаклазированных гранитах
I-3	23	Руч. Подходящий	95	

П-3	1	Верховья руч. Яршор	198	ПМ. Валовые и точечные пробы, взятые из гнейсогранитов с повышенной радиоактивностью, показывают содержание Ta_2O_5 от 0,001 до 0,002%, изредка до 0,003–0,005%. Содержание ниобия не превышает кларковое для кислых пород: Nb_2O_5 – 0,002–0,009%, в некоторых пробах – до 0,011–0,014 и даже 0,023%. Собственные ниобий-танталовые минералы не обнаружены
П-4	2	Руч. Яршор	198	
П-4	3	Руч. Яршор	95	ПМ. Аномальное содержание Nb, Zr и Mo зафиксировано в гранитогнейсах с повышенной радиоактивностью. В большинстве проб установлен в редких знаках урансодержащий циркон. Ряд анализов показал весовое количество, доходящее до 63,7 г/т
П-4	4	Руч. Яршор	198	ПМ. Ta_2O_5 – 0,003–0,005%, Nb_2O_5 – 0,011–0,014%, присутствует циркон
Тантал, ниобий, редкие земли				
П-4	11	Оз. Харманного	198	ПМ. Ta_2O_5 – 0,003–0,005%, Nb_2O_5 – 0,011–0,014%, TR – 0,03–0,05%
Редкие земли				
I-2	11	Оз. Харманного	198	ПМ. Ta_2O_5 – 0,003–0,005%, Nb_2O_5 – 0,011–0,014%, TR – 0,03–0,05%
П-3	4	Левобережье р. Харбей	198	
П-4	7	Правобережье р. Лаптаган	198	
П-4	8	Правобережье р. Лаптаган	198	ПМ. Гранитогнейсы и пегматиты с повышенной радиоактивностью. Содержание ΣTR от 0,03 до 0,05%. Содержание Y и Yb в разных породах колеблется в одинаковых пределах, в немногих пробах обнаруживается La
П-4	9	Окрестности оз. Хартманного	198	
П-4	16	Окрестности оз. Хартманного	198	
П-4	17	Руч. Хартманношор	198	
П-4	18	Река Лаптаган	198	

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-5	7	Яршорское	105	П. Гранитоиднейсы, плагиогнейсы с повышенной радиоактивностью (18–15 мкР/ч на фоне 10–13 мкР/ч). Бороздовые пробы (спектральный количественный анализ) показали (%): Y – 0,0064–0,008, Tm – 0,0001, Tb – 0,007–0,03, Eu – нет, La – 0,0072–0,0045, Nd – 0,0090–0,0080, Pm – 0,0003, Sm – 0,0014–0,0009, Gd – 0,0010–0,0060, Dy – нет, Lu – нет, Be – 0,00058–0,00027, Nb – 0,016–0,010, Mo – 0,002–0,000025, Sn – 0,0012–0,0005, Ge – 0,02–<0,005, Yb – 0,001–0,00034, Ta <0,01, Zr – 0,0030–0,0021, Sr – 0,0035–<0,001
П-5	14	Руч. Яршор	105	ПМ. В грейзенизированных гранитах с повышенной радиоактивностью присутствует рассеянная вкрапленность оргита, флюорита, малакона, циркона, рутила, ильменита, молибдена, поликраз-эвксенита, ферросонита, монацита, ксенотима
Благородные металлы				
Золото				
I-1	7	Безымянный ручей, левый приток р. Малый Ханмей	133	ПМ. Вкрапленность борнита в кварц-карбонатных жилах. Видимое золото, размер зерен < 0,1 мм Au – 1,87 г/т
I-1	14	Руч. Молибденитовый	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,20 г/т
I-1	21	Руч. Кузьшор	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,27 г/т
I-1	22	Руч. Кузьшор	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,27 г/т
I-1	23	Река Большой Харбей	133	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,48 г/т
I-1	24	Руч. Водопадный	133	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 6 г/т
I-1	29	Руч. Югьдшор	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,30 г/т

I-1	31	Руч. Молибденитовый	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,27 г/т
I-1	33	Руч. Югьдшор	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,34 г/т
I-1	36	Руч. Бадьяёган	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,40 г/т
I-1	41	Река Большой Харбей	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,54 г/т
I-1	44	Река Большой Харбей	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,23 г/т
I-1	47	Руч. Ровный	133	ПМ. Зона сульфидной минерализации в пропилитизированных гейсах. Au – 2 г/т
I-2	3	Верховья р. Лаптаеган	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,74 г/т
I-2	6	Верховья р. Лаптаеган	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина погока – 2 км
I-2	8	Верховья р. Лаптаеган	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,67 г/т
I-2	13	Верховья р. Лаптаеган	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,62 г/т
I-3	1	Река Лонготъёган	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина погока – 6,5 км
I-3	2	Руч. Каньонный	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина погока – 1100 м
I-3	3	Руч. Каровый	133	ПМ. В сульфидизированных метапесчаниках содержание золота – 0,73 г/т
I-3	5	Руч. Каровый	133	ПМ. В дайковом теле калишпатовых гранитов содержание золота – 0,83 г/т
I-3	8	Река Лонготъёган	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,70 г/т
I-3	9	Река Лонготъёган	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина погока – 7 км
I-3	10	Руч. Подходящий	133	ПМ. Гранитогеи́сы с вкрапленностью сульфидов. Содержание золота – 1,05 г/т
I-3	11	Река Лонготъёган	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина погока – 1400 м
I-3	12	Руч. Подходящий	133	ПМ. Метасоматиты лиственит-березитовой формации с вкрапленностью халькопирита и борнита. Au – 1,15 г/т
I-3	13	Руч. Подходящий	133	ПМ. Вкрапленность пирита в альбитизированных гранитогеи́сах. Au – 0,71 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, орола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	14	Река Лонготъёган	176	ПМ. Деловиальные развалы хлорит-кварцевой жилы с борнитом и ковеллитом. Au – 1,56 г/т
I-3	15	Река Лонготъёган	176	ПМ. Вкрапленность сульфидов в гранитогнейсах. Au – 0,95 г/т
I-3	16	Река Лонготъёган	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина потока – 1800 м
I-3	17	Река Лонготъёган	176	ПМ. Вкрапленность пирита в гнейсах. Au – 3,4 г/т
I-3	18	Верховья р. Лаптаеган	176	ПМ. Маломощные кварцевые жилы с пиритом и халькопиритом. Au – 0,52 г/т
I-3	19	Река Лонготъёган	176	ПМ. Окварцованный гнейс с сульфидами железа, меди. Au – 2,0 г/т
I-3	21	Река Лонготъёган	176	ПМ. Сульфидизированный гнейс. Au – 0,28 г/т
I-3	22	Верховья р. Лаптаеган	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина потока – 4 км
I-3	24	Река Лонготъёган	176	ПМ. Зона сульфидизации в гранитогнейсах. Au – 3,6 г/т
I-3	25	Река Лонготъёган	176	ПМ. Вкрапленность пирита в гнейсах. Au – 0,68 г/т
I-3	26	Река Лонготъёган	176	ПМ. Вкрапленность пирита в гнейсах. Au – 0,71 г/т
I-3	28	Верховья руч. Яршор	176	ПМ. Вкрапленность пирита, халькопирита в гнейсах. Au – 1,02 г/т
I-3	29	Верховья руч. Яршор	176	ПМ. Зона сульфидизации в гнейсах. Au – 1,16 г/т
I-3	30	Верховья руч. Яршор	176	ПМ. Зона сульфидизации в гнейсах. Au – 2,04 г/т
I-3	31	Верховья руч. Яршор	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина потока – 2 км
I-3	32	Верховья руч. Яршор	133	ПМ. Березит с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Au – 1,45 г/т
I-3	33	Верховья руч. Яршор	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина потока – 4 км

I-3	34	Верховья руч. Яршор	176	ПМ. Au – 0,41 г/т
I-3	35	Верховья руч. Яршор	133	ПМ. Элювиальные развалы березитов с вкрапленностью сульфидов. Au – 1,1 г/т
I-3	36	Верховья руч. Яршор	133	ПМ. Развалы березитов с сульфидной вкрапленностью. Au – 0,87 г/т
I-3	37	Верховья руч. Яршор	133	ПМ. Элювиальные развалы березитов с вкрапленностью сульфидов. Au – 0,69 г/т
I-3	38	Верховья руч. Яршор	176	ПМ. Зона сульфидизации в альбитизированных гнаитогнейсах. Au – 1,64 г/т
I-3	40	Верховья руч. Яршор	176	ПМ. Кварц-сульфидные прожилки в гнейсах. Au – 0,48 г/т
I-3	41	Верховья руч. Яршор	133	ПМ. Березитизированные окварцованные гнейсы с сульфидами в кварцевых прожилках. Au – 0,94 г/т
I-4	15	Оз. Подгорное	133	ПМ. В гарбургитах массива Харчерузь атомно-абсорбционным анализом установлено содержание золота 0,53 г/т
I-4	16	Оз. Подгорное	133	ПМ. В гарбургитах с вкрапленностью хромитов атомно-абсорбционным анализом установлено содержание золота 2,76 г/т
I-4	20	Оз. Подгорное	133	ПМ. В верлитах массива Харчерузь атомно-абсорбционным анализом установлено содержание золота 2,29 г/т
I-4	21	Гора Яркеу	133	ПМ. Антигоритовый серпентинит. Au – 2,15 г/т
I-4	22	Гора Яркеу	133	ПМ. Вкрапленность пирита в альбитизированных гранитогнейсах. Au – 0,66 г/т
I-4	23	Правый берег руч. Яршор	133	ПМ. Вкрапленность пирита, халькопирита в гнейсах. Au – 0,65 г/т
I-6	3	Река Харута	173	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
I-6	5	Река Харута	105	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
I-6	6	Река Харута	105	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
I-6	7	Река Харута	179	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
II-1	7	Река Малый Ханмей	133	ПМ. Элювиальные развалы кварцевой жилы с борнитом и золотом. Au – 0,69 г/т
II-2	2	Река Большой Харбей	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах. Длина погока – 1,2 км

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-2	4	Река Большой Харбей	133	ШП. Единичные знаки золота в ассоциации с редкими знаками шеелита. Длина потока – 11 км
П-2	6	Руч. Париквасьшор	95	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в кварцевых жилах. Содержание Au – 0,1–0,2 г/т, Ag – 9 г/т, Cu – 0,3%
П-2	7	Река Парноеган	133	ПМ. Гранат-кварц-эпидотовый метасоматит с медной зеленью. Au – 0,30 г/т
П-2	12	Река Парноеган	133	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в габброамфиболитах. Содержание Au – 0,1 г/т
П-4	13	Река Лаптаеган	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации. Au – 1,99 г/т
П-5	1	Река Лонгогтьёган	173	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
П-5	6	Руч. Бадьяшор	105	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
П-5	8	Руч. Яршор	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации. Au – 0,61 г/т
П-5	15	Река Малый Сандибей	105	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
П-5	16	Река Большой Сандибей	105	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
П-6	9	Река Лонгогтьёган	105	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
П-6	15	Река Нядэеган	105	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
П-7	4	Руч. Костальбей	133	ШП. Единичные знаки золота в ассоциации с шеелитом (до 1,6 г/м ³) и реже молибденитом (единичные зерна)
П-7	9	Руч. Костальбей	95	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
П-1	2	Река Евъёган	148	ШП. Единичные знаки золота и шеелита. Длина потока – 8 км

Ш-1	3	Река Большой Ханмей	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах
Ш-2	5	Река Малый Ханмей	148	ШП. Золото в шлиховых пробах от единичных знаков до 23 мг/м ³
Ш-2	10	Руч. Ханмейшор	176	ПМ. Зона сульфидной вкрапленности в андезибазальтах. Au – 0,51 г/т
Ш-2	11	Ханмейшорское	112	П. Прожилково-вкрапленная сульфидная (существенно пиритовая) золоторудная минерализация в прожилкованных диоритах. Представлена серией кулусообразных кругопадающих кварц-карбонатных прожилков и метасоматитов кварц-полевошпатового и кварц-карбонат-хлорит-серцитового состава. Содержание золота – до 3–4 г/т. В одном пересечении мощностью 10,8 м содержание золота 2,4 г/т
Ш-2	12	Руч. Ханмейшор	176	ПМ. Зона сульфидной вкрапленности в андезибазальтах. Au – 0,26 г/т
Ш-3	5	Река Харбей	176	ШП. Золото в шлиховых пробах в количестве от единичных знаков до 380 мг/м ³ и с ильменитом до 6 кг/м ³
Ш-3	12	Река Харбей	198	ПМ. Жила молочно-белого кварца. Au – 0,40 г/т
Ш-4	1	Река Лаптаеган	198	ШП. Золото размером 0,1–0,7 мм, по химанализу 0,4 г/т; шеелит в виде неокатанных хрупких зерен неправильной формы
Ш-4	6	Река Лаптаеган	198	ПМ. Жила молочно-белого кварца с редкой вкрапленностью халькопирита, пирита и пирротина. Содержание золота – 0,2 г/т
Ш-4	7	Руч. Ярейсоим	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в углеродистых сланцах. Au – 0,40 г/т
Ш-4	11	Река Лаптаеган	198	ПМ. Жила молочно-белого кварца с содержанием золота 0,20 г/т
Ш-4	12	Руч. Ярейсоим	133	ПМ. Сульфидизированный гранит. Au – 1,2 г/т
Ш-4	13	Руч. Ярейсоим	133	ПМ. Зона окварцевания и сульфидизации в углеродистых сланцах. Au – 1,0 г/т
Ш-4	14	Река Лаптаеган	198	ПМ. Жила молочно-белого кварца с содержанием золота 0,30 г/т
Ш-5	1	Река Малый Сандибей	133	ПМ. Кварцевые жилы в гранитах с содержанием золота 0,86 г/т
Ш-5	2	Река Малый Сандибей	133	ПМ. Кварцевые жилы в гранитах с содержанием золота 1,13 г/т
IV-2	4	Река Малый Ханмей	176	ШП. Единичные знаки золота в шлихах

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	7	Руч. Тоупугол	112	ПМ. Неравномерная сульфидная вкрапленность в брекчированных известняках и вулканитах. Au – 0,15–0,36 г/т
IV-2	9	Руч. Тоупугол	176	ПМ. Зона сульфидной минерализации в вулканитах. Au – 1,0 г/т
IV-2	11	Тоупугольское	112	П. В контакте известняков канавами вскрыты метасоматически переработанные известняки и вулканиты с неравномерной сульфидной минерализацией. По данным бороздového опробования содержание Au – 0,15–0,36 г/т
IV-2	12	Карьерное	112	П. Сульфидная минерализация в зонах смятия вулканогенно-осадочных пород в виде гнезд, прожилков и тонкой вкрапленности. Представлена пиритом, халькопиритом, борнитом. Содержание меди достигает 1–2%, золота 0,2–0,5 г/т, в жилах карбонат-кварцевого состава – до 10 г/т золота и от 1,76 до 2,35% Au
IV-2	13	Руч. Тоупугол	174	ПМ. Кварц-карбонат-слюдястые метасоматиты. Au – 1,6 г/т
IV-2	14	Уч. Придорожный	112	П. Кварц-карбонат-слюдястые метасоматиты. Au – 0,95–1,02 г/т
IV-2	16	Руч. Тоупугол	174	ПМ. Сульфидная вкрапленность в скарнированных вулканитах. Au – 0,25 г/т
IV-3	1	Верховья руч. Тоупугольегарт	112	ПМ. Сульфидная вкрапленность в вулканитах и брекчированных известняках. Au – 2,0 г/т
				Золото, железо
IV-2	2	Аномальное	112	П. Магнетитовые скарны с сульфидами в кровле мраморизованных известняков слагают пластобразные и линзообразные тела мощностью до 6 м, содержащими до 3,44 г/т золота. По простиранно тела прослежены на 360 м. Сульфиды представлены пиритом, реже халькопиритом. Высокое содержание золота – 16,5–45,3 г/т отмечено в кварц-полевошпатовых метасоматитах по диоритам

IV-2	10	Караченцева	112	<p>П. Оруденение золото-сульфидно-кварцевого типа локализовано в кварц-слоистых метасоматитах по диоритам и габбро. Содержание золота – от 1,15 до 11,38 г/т. В центральной части участка проявления на контакте мраморов и вулканогенных пород вскрыта продуктивная магнетитовая толща, содержащая золото в количестве до 4,75 г/т</p>
Золото, молибден				
III-4	3	Реальгаровое	198	<p>П. Апогранитные полевошпаг-кварцевые метасоматиты с тонкой неравномерной вкрапленностью сульфидов. Мощность тел метасоматитов – до 10–12 м. В метасоматитах и вмещающих сланцах широко проявлена реальгаровая минерализация. Характерны единичные зерна молибденита. Содержание золота – до 0,6 г/т</p>
III-4	8	41-й км трассы Обская–Бованенково	133	<p>ПМ. С дайкообразным телом гранодиоритов, залегающим в лаптаганской свите, связана сульфидная минерализация с золотом (0,4 г/т)</p>
Радиоактивные элементы				
Уран				
I-1	11	Горное II	36	<p>П. Урановая минерализация (уранофан, черни) прослеживается в дислоцированных сланцах в виде линзовидных тел длиной по простиранию несколько метров при мощности 0,3–0,5 м и содержании урана 0,007–0,02%. В надкларковых количествах присутствуют (%): Y – 0,01, Pb – 0,003, Zn – 0,01, V – 0,03</p>
I-1	15	Береговое	36	<p>П. Урановая минерализация (уранофан, черни) прослеживается в дислоцированных сланцах в виде линзовидных тел длиной по простиранию несколько метров при мощности 0,3–0,5 м и содержании урана 0,007–0,02%. В надкларковых количествах присутствуют (%): Y – 0,01, Pb – 0,003, Zn – 0,01, V – 0,03</p>
I-1	16	Базисное	36	<p>П. Проявление приурочено к субмеридиональному разлому, осложненному многочисленными мелкими согласными нарушениями, которые вмещают урановое оруденение, локализующееся в гранит-порфирах, реже в гранодиоритах. Штольней вскрыты три рудные зоны протяженностью от 8 до 75 м, содержащие 11 рудных тел (линз) длиной от 1,5 до 8 м при мощности 0,1–0,75 м и содержании урана от 0,001 до 0,07%. Рудный минерал представлен настуралом. Вторичные минералы – кюрит, уранофан, бета-уранил</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-1	25	Водопадное	36	П. Оруденение локализуется в пределах полосы измененных пород (окварцевание, хлоритизация, сульфидизация) и прослежено на 380 м. Выявлено девять рудных линз с прожилково-вкрапленным оруденением, восемь из которых имеют протяженность 0,5–1 м при мощности 0,15–2,0 м и содержания урана 0,001–0,003%. Девятая линза, приуроченная к зоне сочленения рудовмещающей структуры с одной из ветвей секущего субширотного дизъюнктива, имеет длину 9 м и мощность 1,08 м при содержании урана 0,1%. Урановое оруденение сопровождается ореолами (%): Zr – до 0,15, Pb – до 1, Zn – до 0,35, Cu – до 1, V – до 0,1, Y – до 0,1, Yb – до 0,001
I-1	27	Сланцевое	36	П. Проявление приурочено к полосе сланцев, вдающейся в массив микроклин-перлитовых гранитов и содержащей частые тонкие инъекции гранитного состава. Канавой № 46 вскрыты две зоны гидротермально измененных сланцев с урановой минерализацией. В первой зоне урановое оруденение установлено в линзе размерами 0,1 × 0,7 м при содержании урана 0,08%. Вторая зона, параллельная первой, при мощности около 1,5 м характеризуется низкой радиоактивностью (30–55 мкР/ч). В указанных зонах отмечаются пирротин, халькопирит, галенит, настуран, сфалерит и марказит
I-1	28	Озерное	36	П. Приурочено к северному экзоконтакту Харьейского гранитного массива и кварц-альбит-серцитовых и кварц-хлорит-серцитовых сланцев. Рудовмещающими являются чрезвычайно мелкие нарушения типа внутрипластовых срывов в сланцах. Встречены две линзы урановой минерализации длиной первые метры при мощности 0,1–0,3 м и содержанием урана 0,003–0,006%
I-1	35	Ново-Харьейское	36	П. Приурочено к массиву амфибол-плагиоклазовых гнейсодiorитов, интрузивному Харьейской интрузией гранитов. Вдоль контактов диоритового массива прослеживаются зоны интенсивного расщелачивания и какаглаза с молибденитом, пирротинном и магнетитом. Урановое оруденение приурочено к метадiorитам. Установлено шесть рудных зон протяженностью от 75 до 165 м при мощности от 0,2 до 5 м. Содержание урана от 0,01–0,05 до 0,5%.

I-1	39	Пустяковое	36	<p>Оконтурено два наиболее богатых линзовидных рудных тела длиной по простиранию 20–10 м при мощности соответственно 1,8 и 0,5 м и содержании урана 0,21 и 0,08%</p> <p>П. Очевидно, является продолжением Ново-Харьбейского проявления на правом берегу р. Большой Харьков</p>
I-2	1	Сезонное	36	<p>П. Приурочено к экзоконтакту небольшого (30×5 м) тела гранитогнейсов, залегающему среди кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Урановая минерализация представлена мелкими (до 1,5 мм) колломорфными выделениями настурана, частично замещающего урановой черной и уранофаном и сопровождается выделением пирита, халькопирита, магнетита. Спектральным анализом в рудной зоне установлены аномальные содержания (%): Zr – до 0,1, Cu – до 0,2, Zr – до 0,1, Pb – до 0,015, Y – до 0,01</p>
<p>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</p> <p>Оптические материалы</p> <p>Кварц оптический</p>				
II-4	5	Руч. Яршор	198	<p>ПМ. На контакте биотит-амфиболовых гнейсов с гнейсогранитами в мелких пустотках встречаются плохо развитые кристаллики горного хрусталя зеленого цвета, мутноватые, размером до 1 см по оси призмы и до 1 мм в поперечнике</p>
<p>Керамическое и огнеупорное сырье</p> <p>Кварц керамический</p>				
II-4	15	Руч. Хартманношор	198	<p>ПМ. Останец кварцевой жилы в виде плиты размером 3,5×7×2 м. Кварц молочно-белый, в немногих небольших участках желтоватый вследствие окисления, очень крепкий. Недостатком является трещиноватость</p>
III-4	4	Река Лаптаеган	198	<p>ПМ. Крупноглыбовый развал кварца, хорошо выдержанный по простиранию, шириной 10–15 м. Кварц молочно-белый, без включений и примесей, крепкий</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
Пегматит керамический				
П-4	10	Руч. Хартманюшор	198	ПМ. В зональной пегматитовой жиле наблюдается микроклиноватая зона мощностью до 2,5 м, резко с кристаллами размером 30 см. Крупночешуйчатый биотит содержится в значительном количестве. Содержание кварца 5–10%
Ш-4	9	Т/п Ягодный	133	ПМ. Серия пегматитовых жил мощностью до 10 м
Кианит				
П-3	6	Река Харбей	198	ПМ. Кианитсодержащие гнейсы. Видимое содержание кианита не превышает 3–4%. Кристаллы параллелепипедальной формы, размером до 3 см, голубоватого и зеленоватого цвета
П-3	7	Река Харбей	198	ПМ. Кианитсодержащие гнейсы. Видимое содержание кианита не превышает 3–4%. Кристаллы параллелепипедальной формы, размером до 3 см, голубоватого и зеленоватого цвета
Ш-3	1	Руч. Париквасьшор	95	ПМ. Дистен-ставролитовые гнейсы
Ш-3	3	Руч. Париквасьшор	95	ПМ. Дистен-ставролитовые гнейсы
Ш-3	7	Руч. Париквасьшор	95	ПМ. Дистен-ставролитовые гнейсы
Ш-3	14	Река Малая Няравеча	95	ПМ. Дистен-ставролитовые гнейсы
Ш-3	16	Река Малая Няравеча	95	ПМ. Дистен-ставролитовые гнейсы
Ш-3	18	Река Малая Няравеча	95	ПМ. Дистен-ставролитовые гнейсы

I-4	9	Гора Красная	167	Дунит огнеупорный П. Фрагмент тела дунитов мощностью 1,5 м. Дуниты крупно-гигантозернистые, несерпентинизированные. Содержание компонентов в дунитах (%): MgO – 46,20, SiO ₂ – 40,40, Fe ₂ O ₃ ок – 2,07, FeO – 6,82, Cr ₂ O ₃ – 0,76, шпш – 2,60, Al ₂ O ₃ – 1,38. Плотность 3,16 г/см ³
Ш-3	5	Река Харбей	198	Абразивные материалы Гранат ПМ. В гнейсах париквасьшорской свиты содержание граната доходит до 10–15%. Крупность зерен – до 1 см
I-1	6	Руч. Большой Минисейшор	95	Горнотехническое сырье Асбест хризотилковый ПМ. Прожилки хризотил-асбеста в серпентинитах
I-1	12	Мрачное	95	П. Две асбестоносные полосы, вытянутые в юго-восточном направлении. Асбест продольно-волокнистый с длиной волокон от 1 до 30 мм, образует жилы мощностью до 15 см. Окраска зеленоватая и сероватая, прочность низкая, реже средняя
I-2	5	Руч. Молибденитовый	178	ПМ. Прожилки асбеста в деловильных развалах ультрабазитов
Ш-4	19	Руч. Хартманшор	198	ПМ. Сеть тонких прожилков (0,3–0,8 мм) в амфиболитованном перидотите
Ш-2	2	Река Малый Ханмей	118	ПМ. Прожилки продольно-волокнистого асбеста
Ш-4	20	Руч. Хартманшор	198	Асбест амфиболовый ПМ. Прожилки тремолит-асбеста мощностью до 3 см в крупном массиве амфиболитованных перидотитов

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Ш-3	17	Река Харбей	198	ПМ. Прожилки тремолит-асбеста мощностью до 5–6 см в перидотитах
Тальковский камень				
I-4	3	Верховья руч. Каровый	105	ПМ. Оталькованные розовато-серые породы с прожилками мощностью до 10 см благородного талька и талька доломитового состава
I-4	6	Левобережье р. Харчерузь	167	П. Тальк-карбонатные породы вскрыты скв. СМ-226 в инт. 35,0–39,0 м в тектонической зоне
I-4	8	Левобережье р. Харчерузь	167	П. Элювиально-делювиальные развалы сильно оталькованных до существенно тальковых и тальк-карбонатных пород
I-4	10	Левобережье р. Харчерузь	167	П. Сильно оталькованные гарцбургиты, местами до образования узких (3 см) полос чистого талька
Графит				
Ш-4	12	Река Лаптаеган	198	ПМ. Углеродисто-кремнистые сланцы с содержанием графита до 5–6%. Мощность прослоев до 20–25 м. Графитистое вещество находится в распыленном состоянии или собрано в полосы
Ш-4	14	Река Лаптаеган	198	
Драгоценные и поделочные камни				
Халцедоны и агаты				
Ш-3	15	Ягодное (Харбейское), р. Харбей, 1,5 км ниже устья руч. Париквасьшор	109	П. Обнаружено в 1960 г. при проведении геологической съемки под руководством В. А. Чепкасова. Залегает в дорифейском блоке, сложенном метагабитами и метапелитами ханмейхойской (PR, <i>hm</i>) свиты [198]. Агаты и халцедоны приурочены к низкотемпературным метасоматическим брекчиям карбонат-

Ш-3	19	Река Харбей	198	<p>-глинисто-кварцевого состава, выполняющим многочисленные трещины тектонических зон. Работами 1991–1992 г. В пределах наиболее продуктивного участка Ягодное установлена система северо-восточных трещин мощностью от первых сантиметров до первых метров, которая контролирует пространственную ориентировку пегматитовых жил, а также линейных карманов коры выветривания, вмещающих агатсодержащие кварц-карбонатные жилы. По декоративным свойствам и размерам агаты оценены специалистами ПО «Урал-кварцсамоцветы» как камни II и III сорта ОСТ 41.117-76. Среднее содержание этих сортов составляет 10% от объема агатсодержащих брикчий, еще 20% соответствуют коллекционному камню. Авторские запасы по категории С₂: сырец – 3127,6 т; сырье – 52,361 т</p> <p>ПМ. Прожилки халцедона в гнейсогранитах и амфибол-биотитовых гнейсах. Прожилки имеют зональное строение с чередующимся перпендикулярным и параллельным по отношению к стенкам направлением волокон. Мощность прожилков – до 5 см. Чередование белых, красноагато-бурых и дымчато-серых полос создает красивый симметричный рисунок</p>
-----	----	-------------	-----	---

Общая оценка минерально-сырьевого

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км ²	Запасы,	
				А	В
1	НОВОЗЕМЕЛЬСКО-УРАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ				
2	ЦЕНТРАЛЬНОУРАЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА				
3	1. Харбейско-Марункеуская минерагеническая зона				
4	1.1. Харбейско-Лонготъюганский рудный район				
5	1.1.1. Харбейский рудный узел	Mo, W, Au, U	160		
6	1.1.3. Яркеуский рудный узел прогнозируемый	Au	165		
7	1.1.5. Парноеганский рудный узел прогнозируемый	Au	104		
8	1.1.7. Лаптаеганский рудный узел прогнозируемый	R, Au	161		
9	ТАГИЛО-ЩУЧЬИНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА				
10	2. Щучьинская минерагеническая зона				
11	2.1. Пырьягинский рудный район				
12	2.1.1. Харчерузский рудный узел прогнозируемый	Cr, Au, Pt	101		
13	2.1.2. Юньягинский рудный узел	Fe, Au	487		
14	3. Райзиско-Войкарская минерагеническая зона				
15	3.1. Малоуральский рудный район				
16	3.1.1. Топугол-Ханмейшорский рудный узел	Au, Fe, Al	111		
17	Новогодненское рудное поле	Au, Fe	7,5		

потенциала минерагенических подразделений

категории		Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы, категории			МП	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ ресурсы/S)	
C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃				
						Au: 11 т	Au: 11 т	Au: 0,14 т/км ²	
						Au: 22 т	Au: 22 т	Au: 0,14 т/км ²	
						Au: 14 т	Au: 14 т	Au: 0,14 т/км ²	
						Au: 21 т	Au: 21 т	Au: 0,14 т/км ²	
						Cr: 2 млн т Au: 5 т	Cr: 2 млн т Au: 5 т	Cr: 0,2 млн т/км ² Прямой расчет	
						Fe: 21,1млн т	Fe: 111,5 млн т	Fe: 133 млн т	0,76 млн т/км ²
	Au: 14 т	Au: 3 т	Au: 17 т Fe: 4,8 млн т	Au: 38,5 т Fe: 18 млн т	Au: 78 т Fe: 70 млн т	Au: 25 т Fe: 40 млн т Al: 5 млн т	Au: 158,5 т Fe: 132,8 млн т Al: 5 млн т	0,71 млн т/км ²	
	Au: 14 т	Au: 3 т	Au: 17 т Fe: 4,8 млн т	Au: 36,6 т Fe: 18 млн т	Au: 60 т Fe: 70 млн т		Au: 113,6 т Fe: 92,8 млн т		

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископае- мые	Площадь, S, км ²	Запасы,		
				А	В	
18	Месторождение Новогоднее-Монто	Au, Fe	0,10			
19	Месторождение Петропавловское	Au	0,20			
20	Ханмейшорское рудное поле	Au	4			
21	ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ					
22	4. СОСЬВИНСКО-САЛЕХАРДСКИЙ БАССЕЙН					
23	4.1. Хулгинско-Салехардский район					
24	4.1.1. Обская угленосная площадь	УБ	100			

категории		$\Sigma A+B+C$	Прогнозные ресурсы, категории			МП	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ ресурсы/S)
C_1	C_2		P_1	P_2	P_3			
Au: 7 т	Au: 1,8 т	Au: 8,8 т Fe: 4,8 млн т	Au: 3 т Fe: 18 млн т					
Au: 7 т	Au: 1,2 т	Au: 8,2 т	Au: 7,84 т					
			Au: 1,9 т	Au: 18 т			Au: 19,9 т	
			УБ: 736 млн т	УБ: 387 млн т	УБ: 16 млн т		УБ: 1139 млн т	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие ископаемые Твердые горючие ископаемые	Уголь бурый	1	P ₁	736 млн т
			P ₂	387 млн т
Металлические ископаемые Черные металлы	Железо	2	P ₁	18 млн т
			P ₂	91,1 млн т
			P ₃	151,5 млн т
	Хром	1	P ₃	2 млн т
Металлические ископаемые Благородные металлы	Золото	7	P ₁	38,5 т
			P ₂	78 т
			P ₃	98 т

**Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления
Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000
листа Q-42-VII, VIII (Обской) прогнозируемых объектов
полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ре- сурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензиро- вания объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по резуль- татам работ		
1	Харбейский золото-воль- фрам-молибденовый рудный узел (1.1.1) золото	P ₃ 0	P ₃ 11 т	P ₃ 11 т	Поисковые работы масштаба 1 : 50 000
2	Яркеуский золоторудный узел прогнозируемый (1.1.3) золото	P ₃ 0	P ₃ 22 т	P ₃ +22 т	Поисковые работы масштаба 1 : 50 000
3	Парноеганский золоторуд- ный узел прогнозируемый (1.1.5) золото	P ₃ 0	P ₃ 14 т	P ₃ +14 т	Поисковые работы масштаба 1 : 50 000
4	Лаптаеганский золото-ред- кометалльный рудный узел прогнозируемый (1.1.7) золото	P ₃ 0	P ₃ 21 т	P ₃ +21 т	Поисковые работы масштаба 1 : 25 000
5	Харчерузский платино-золо- то-хромитовый рудный узел прогнозируемый (2.1.1) хром золото	P ₃ 0 P ₃ 0	P ₃ 2 млн т P ₃ 5 т	P ₃ 2 млн т P ₃ 5 т	Поисковые работы масштаба 1 : 25 000

СПИСОК

пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

Номер на карте	Номер ячейки	Комплекс, порода	Метод	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
26	III-2	Лаптаюганская свита, гранат-биотит-мусковитовый сланец	Pb-Pb	1765 [20] (PR ₁)	[78], обн. 33-1
12	II-3	Ханмейхойская свита, гранат-биотитовый гнейс	Pb-Pb	2071 [25] (AR ₂)	[78], обн. 24
5	I-2	Минисейский, серпентинит	Sm-Nd	611 (RF ₃)	[133], обн. 08-15
			Rb-Sr	539 (V ₂)	
30	III-5	Сандибейский, гранитогнейс мусковитовый микроклинизированный	U-Pb	1217 (RF ₂) 2106 (PR ₁)	[133], обн. 09-18
13	II-3	Париквасьшорская свита, плагиогнейс	U-Pb	1896 (PR ₁)	[78], обн. 41
11	II-2	Васькеуский, габброамфиболит	Sm-Nd	722 (RF ₃)	[133], обн. 09-31
			Rb-Sr	674 (RF ₃)	
2	I-1	Харбей-собский, диорит	U-Pb	662.8 [6.4] (RF ₃)	[66], обн. 6058
7	I-6	Харампейско-масловский, габбронорит	Sm-Nd	1061 (RF ₂)	[133], обн. 09-26
17	II-6	Харампейско-масловский, диорит	Sm-Nd	1003 (RF ₃)	[133], обн. 08-20-4
18	II-6	Харампейско-масловский, меланогаббро	Rb-Sr	650 (RF ₃)	[133], обн. 08-20
31	II-6	Сандибейский, гранит	U-Pb	639 [6.5] (RF ₃)	Наст. записка, обн. 11-51-8
1	I-1	Сядатаяхинский, гранит лейкократовый	U-Pb	507 [19] (C ₁)	[66], обн. 6104
29	III-4	Сядатаяхинский, гранит биотитовый	U-Pb	532 (C ₁) 316 (C ₂)	[133], обн. 08-239
15	II-4	Хартманюшорский, гарцбургит измененный	U-Pb	502 [6] (C ₃)	Наст. записка, обн. 11-1101
14	II-4	Сядатаяхинский, гранит микроклиновыи	U-Pb	498 (C ₃) 359 (C ₁)	[133], обн. 09-23

Номер на карте	Номер ячейки	Комплекс, порода	Метод	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
9	I-8	Наунпэйский, долерит	U-Pb	моложе 385.1 [3.5] (C ₁)	Наст. записка, обн. 11-70-2
37	IV-2	Конгорский, монзонит	U-Pb	моложе 400 (D ₂)	Наст. записка, обн. 11-50-7
19	II-6	Наунпэйский, долерит	U-Pb	моложе 361 [8] (C)	Наст. записка, обн. 11-59
20	II-6	Лонготский, гранит микроклиновый биотитовый	U-Pb	266 (P ₂) 302 (C ₃)	[133], обн. 09-11-5
38	IV-2	Мусюрский, долерит	U-Pb	моложе 290 (P)	Наст. записка, обн. 11-50-1-6
21	II-7	Яляяхинский, долерит	Sm-Nd	192 (J ₁)	[133], обн. 09-277-5
			Rb-Sr	150 (J ₃)	

СПИСОК
стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин,
показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа
Q-42-VII, VIII Государственной геологической карты Российской Федерации
масштаба 1 : 200 000

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	Номер по списку литературы, авторский номер объекта
3	I-1	Опорное обнажение верхнехарбейской свиты (RF ₂)	[133], обн. К-54
4	I-2	Петротипический массив васькеуского метагаббродолеритового комплекса (RF ₁)	[133], обн. 07-47
6	I-2	Петротипический массив минисейского измененных гипербазитов комплекса (RF ₂)	[45]
7	I-6	Петротипический массив харампейско-масловского габброноритового комплекса (S ₁)	[105], 128, обн. 09-26
8	I-8	Петротипический массив юрменекского габброгранитового комплекса (D ₂₋₃)	[67]
10	II-1	Стратотипический разрез ханмейхойской свиты (PR ₁)	[95] безымянный приток р. Малый Ханмей
16	II-5	Скважина, 50 м, вскрывает нижнемезозойскую дезинтеграционную кору выветривания линейного типа	[105], скв. Г-51
18	II-7	Опорное обнажение лаптаюганской свиты (PR ₁)	[133], обн. 10-19-8
23	II-7	Скважина, 67,5 м, вскрывает нижнемезозойскую дезинтеграционную кору выветривания линейного типа	[105], скв. Г-75
24	II-8	Скважина, 51 м, вскрывает нижнемезозойскую дезинтеграционную кору выветривания линейного типа	[105], скв. Г-80
25	III-1	Массив Евъеганский. Петротипический массив евъюганского мигматит-плагиогранитового плутонического комплекса (RF ₁)	[45]
27	III-2	Скважина, 300 м, вскрывает низы разреза ханмейшорской толщи (O ₃ -S ₁) и типичный разрез соколинской толщи (O ₂₋₃)	[174], 133, скв. С-7
28	III-3	Стратотипический разрез париквасьшорской свиты (RF ₁)	[95], руч. Париквасьшор

Номер на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	Номер по списку литературы, авторский номер объекта
30	III-5	Петротипический массив сандибейского гранитового комплекса (RF ₂₋₃)	[133], обн. 09-18
32	IV-1	Скважина, 231,5 м, вскрывает типичный разрез яны-маньинской свиты (J ₁₋₂) и разрез ятринской свиты (T ₃), фаунистически охарактеризованный	[134], скв. П-13
33	IV-1	Скважина, 184,6 м, вскрывает разрез яны-маньинской свиты (J ₁₋₂), фаунистически охарактеризованный	[134], скв. П-29
34	IV-1	Скважина, 293 м, вскрывает разрез коры выветривания раннемезозойского возраста	[95, 116], скв. 3-бис
35	IV-1	Скважина вскрывает разрез коры выветривания раннемезозойского возраста	[95, 116], скв. 13к
36	IV-2	Опорное обнажение ханмейшорской свиты (O ₃ -S ₁), фаунистически охарактеризованное	[174] обн. P-1-66
39	IV-2	Опорное обнажение тоупугольской толщи (S ₁₋₂), фаунистически охарактеризованное	[174] обн. 1-137-101
40	IV-2	Скважина, 215,1 м, вскрывает разрез саранпаульской свиты (T ₂₋₃), фаунистически охарактеризованный, и фрагмент коры выветривания раннемезозойского возраста	[134], скв. П-18
41	IV-2	Опорная скважина, 360 м, вскрывает разрез яны-маньинской свиты (J ₁₋₂), стратотипический разрез ятринской свиты (T ₃), фаунистически охарактеризованный, разрез саранпаульской свиты (T ₂₋₃) и фрагмент коры выветривания раннемезозойского возраста	[134], скв. П-22
42	IV-2	Скважина, 268,2 м, вскрывает низы разреза ятринской свиты (T ₃) и верхи саранпаульской свиты (T ₂₋₃)	[134], скв. П-19
43	IV-2	Скважина, 270,1 м, вскрывает разрезы маурыньинской (J ₂₋₃) и лопсинской (J ₃) свит	[134], скв. П-23
44	IV-2	Опорная скважина, 334 м, вскрывает фаунистически охарактеризованные разрезы тольинской (J ₂), маурыньинской (J ₂₋₃), лопсинской (J ₃) и федоровской (J ₃ -K ₁) свит	[134], скв. П-28
45	IV-2	Скважина, 349 м, вскрывает разрез маурыньинской (J ₂₋₃) свиты	[95], скв. 6
46	IV-2	Скважина вскрывает разрез маурыньинской свиты (J ₂₋₃) и фаунистически охарактеризованный разрез федоровской (J ₃ -K ₁) свиты	[95], скв. 12

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ МАГМАТИЧЕСКИХ, ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД
Химические составы горных пород (масс. %) (магматические породы)

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма	Порода	Комплекс
1	07-46	51,31	1,14	12,04	8,1	7,2	0,21	0,21	5,48	9,26	2,2	0,5	2,8	100,4	Габбро	Васькеуский
2	09-28	48,02	1,05	13,47	8,36	7,3	0,17	0,19	7,27	9,94	1,9	0,24	1,6	99,54	Амфиболит	Васькеуский
3	09-31	45,89	1,155	13,21	6,73	6,2	0,2	0,17	11,96	10,28	2,1	0,31	2	100,2	Габброамфиболит	Васькеуский
4	10-506	52,12	2,317	13,88	8,13	7,23	0,23	0,210	2,96	9,30	3,24	0,22	0,7	100,55	Габбро	Васькеуский
5	10-19-12	49,0	2,433	11,79	9,13	9,9	0,62		4,40	6,77	3,03	2,16	1,70	100,95	Габброамфиболит	Васькеуский
6	09-4	48,95	1,279	13,5	6,23	8	0,32	0,21	6,67	10,43	2	0,86	1,5	99,96	Габброамфиболит	Васькеуский
7	08-234	56,72	1,103	13,89	10,87	4,9	0,3	0,18	4,69	7,33	3,2	0,33	1	99,63	Габброамфиболит	Васькеуский
8	09-31-1	45,85	1,259	17,01	10,9	5,2	0,27	0,17	8,83	12,22	1,8	0,23	1,31	99,9	Габбро	Васькеуский
9	07-к2	72,35	0,18	13,84	0,48	1,16	0,08	0,025	2,65	0,82	2,75	3,94	0,61	99,19	Мигматит	Евьюганский
10	07-к4	72,82	0,35	12,08	1,12	1,47	0,04	0,04	5,15	1,2	2,94	2,34	0,64	100,57	Гранит	Евьюганский
11	11-57	71,16	0,61	7,94	2,54	1,65	0,1	0,083	4,7	4,9	1,62	3,67	1,42	100,5	Гранит микроклиновыи	Евьюганский
12	08-228-3	75,73	0,357	11,87	1,86	0,9	0,06	0,05	0,97	2,25	3,2	1,67	0,8	99,74	Гранит	Евьюганский
13	08-209	69,07	0,241	16,21	1,78	0,7	0,07	0,057	0,75	2,96	5,4	1,77	0,9	99,9	Гранит	Евьюганский
14	10-19-13	62,0	1,371	14,11	4,36	5,7	0,21		3,16	2,79	2,14	3,54	1,30	100,72	Мигматит	Евьюганский
15	1347	70,94	0,05	11,15	1,25	1,44	0,025	0,06	0,61	5,26	4	3,36	0,9	99,48	Гранитогайс	Евьюганский
16	7-400	70,5	0,18	15,87	1,07	0,15	0,02	0,06	1,05	0,12	4	6,4	0,3	99,93	Гранитогайс	Евьюганский
17	3-229	75,08	0,14	12,72	1,22	0,68	0,03	0,03	1,26	0,08	3,1	5	0,5	99,98	Гранитогайс	Евьюганский
18	4440a	71,46	0,2	14,73	1,13	2,02	0,103	0,028	2,55	1,02	3,64	1,78	1,1	100,13	Гранит	Евьюганский
19	08-15	36,56	0,148	4,48	5,84	3,4		0,128	36,49	0,78	0,3	0,01	11,6	100,4	Серпентинит	Миньсейский
20	08-4	40,07	0,023	0,75	3,82	4,3		0,095	37,13	0,39	0,4	0,01	13,2	100,5	Серпентинит	Миньсейский

21	08-623	39,37	0,032	1,16	4,62	2,3	0,01	0,093	41,5	0,13	0,2	0,01	11,1	100,8	Серпентинит	Минисейский
22	3511	38,98	0,07	2,12	2,24	4,9	0,002	0,14	34,38	2,69	0,06	<0,01	14	99,91	Серпентинит	Минисейский
23	1371a	40,88	0,03	2,22	4,78	2,45	0,01	0,12	37,24	0,5	0,16	<0,02	11	99,63	Серпентинит	Минисейский
24	35096	35,56	1,84	9,78	7,55	5,33	0,42	0,42	21,25	9,26	0,04	<0,01	3,2	100,37	Родинит	Минисейский
25	453	38,9	0,03	2,19	4,8	3,02	0,01	0,11	40,47	<0,2	0,04	<0,02	9,8	99,83	Серпентинит	Минисейский
26	09-18	75,2	0,074	12,95	1,58	0,3	0,01	0,094	0,32	0,35	5,1	3,42	0,27	99,66	Гранит	Сандибейский
27	09-16	77,73	0,053	12,01	1,14	0,25	0,02	0,056	0,41	0,31	3,3	4,26	0,5	100	Гранит	Сандибейский
28	09-19	67,73	0,534	14,5	3,15	1,7	0,17	0,104	1,83	1,76	2,8	4,41	1,32	100,1	Гранит	Сандибейский
29	09-17	73,0	0,231	13,62	2,39	0,2	0,06	0,058	0,67	1,13	4,1	3,5	0,31	99,28	Лейкосома	Сандибейский
30	09-12-3	76,27	0,223	11,99	2,16	0,1	0,02	0,039	0,41	0,97	2,8	4,94	0,1	100	Лейкосома	Сандибейский
31	11-51-8	76,73	0,2	9,64	1,12	0,31	0,18	0,049	2,22	1,96	1,1	5,86	0,1	99,54	Гранит	Сандибейский
32	08-212	74,07	0,158	12,53	1,34	0,4	0,02	0,038	0,32	0,71	5,2	4,04	0,6	99,43	Гранит биотитовый	Сандибейский
33	09-4-5	72,59	0,234	15,11	1,55	0,5	0,02	2,09	0,044	0,77	5,6	0,92	0,5	99,93	Пегматит	Сандибейский
34	09-14	70,59	0,907	12,23	4,78	3	0,14	0,081	1,66	0,79	2,3	2,36	1,17	99,96	Гранитогнейс	Сандибейский
35	07-47-1	73,91	0,299	11,1	4,95	1	0,02	0,103	0,42	0,36	4,8	2,78	0,4	100,2	Гранитогнейс	Сандибейский
36	07-к1	73,55	0,36	12,58	1,4	1,31	0,02	1,89	1,64	1,89	2,3	4,16	0,61	100,08	Микрогранит	Сандибейский
37	11-51-1	77,71	0,26	9,89	1,25	0,55	0,1	0,046	1,64	2,42	1,27	3,72	0,52	99,48	Гнейсогранит	Сандибейский
38	08-8 (1)	46,7	2,8	10,5	7,26	11	0,26	0,24	10	5,46	2,9	0,1	2,9	100,11	Долерит	Немуриоганские субвулканические
39	08-18-3	60,5	0,2	22,4	1,65	0,2	0,02	0,04	1,15	7,6	4,7	0,3	1,25	100	Аплит	Харбей-собский
40	08-17	67,2	0,38	16	2,73	0,9	0,15	0,1	1,07	2,7	4,2	3,2	1,3	99,94	Гранодиорит	Харбей-собский
41	6057	60,1	0,76	16,2	1,88	4,19	0,25	0,12	3,46	4,42	4,06	2,27	1,8	100	Кварцевый диорит	Харбей-собский
42	6058	55,5	0,83	17,9	2,72	4,05	0,26	0,12	3,74	5,66	4,51	2,51	1,8	100	Габродиорит	Харбей-собский
43	08-820	73,0	0,08	13,1	1,09	0,4	0,02	0,04	0,24	0,6	5,9	4,4	0,6	99,41	Гранит биотитовый	Сыдагяхинский
44	08-9(1)	73,0	0,04	13,4	1,14	0,4	0,01	0,06	0,27	0,5	6,6	4,1	0,4	99,83	Гранит микроклиновый	Сыдагяхинский
45	08-802	73,5	0,16	13,2	1,08	0,4	0,02	0,04	0,28	0,6	4,4	5,5	0,8	99,98	Гранитогнейс	Сыдагяхинский

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма	Порода	Комплекс
46	09-215-1	73,1	0,28	13,4	1,75	0,5	0,05	0,05	0,31	0,4	4,1	5,1	0,5	100,4	Гранит	Сыдааяхинский
47	09-24	72,8	0,23	14	1,67	0,8	0,06	0,06	0,67	0,7	3,6	5,2	0,41	100,1	Гранит	Сыдааяхинский
48	08-15-1	74,2	0,12	13,2	1,13	0,4	0,04	0,07	0,72	0,4	4,2	4,2	0,8	99,45	Гранит	Сыдааяхинский
49	08-239	75,1	0,08	13,2	0,65	0,4	0,02	0,03	0,19	0,6	5,2	4,1	0,3	99,84	Гранит биотитовый	Сыдааяхинский
50	09-255-1	74,0	0,06	13	1,4	0,3	0,02	0,04	0,15	0,3	6,1	4,4	0,4	100,2	Гранит микроклиновый	Сыдааяхинский
51	08-23	73,6	0,15	13,1	1,32	0,4	0,03	0,04	0,33	0,4	4,9	4,9	0,3	99,46	Гранитогайс	Сыдааяхинский
52	09-11-4	60,1	1,31	15,7	10	5	0,35	0,12	3	3,06	1,7	3,4	1,25	99,97	Кварцевый диорит	Сыдааяхинский
53	08-213	60,8	0,72	17,1	5,97	2,6	0,27	0,1	2,7	5,26	3,4	2	1,25	99,97	Кварцевый диорит	Сыдааяхинский
54	09-4-3	71,0	0,39	14,8	3,06	0,6	0,04	0,05	0,7	0,87	4,8	3,3	1,27	100,2	Гранит мусковитовый	Сыдааяхинский
55	09-23	76,1	0,07	11,9	1,43	0,1	0,01	0,03	0,3	0,3	2,3	7,4	0	99,94	Гранит микроклиновый	Сыдааяхинский
56	4-129	74,0	0,09	14,38	0,45	0,53	0,06	0,03	0,36	1,52	4	4	0,6	100,07	Гранитогайс	Сыдааяхинский
57	РП-155в	71,94	0,3	14,18	0,65	2,02	0,07	0,035	0,63	1,5	3,8	4,22	0,4	100,02	Гранит	Сыдааяхинский
58	82	70,67	0,27	15,52	0,83	1,32		0,04	2,72	0,81	3,76	3,3		99,89	Аплитовидный микроклин-пертитовый гранит	Сыдааяхинский
59	3519	71,58	0,19	11,83	0,96	1,87	0,04	0,06	0,8	1,33	3,5	4	0,4	99,79	Гранитогайс	Сыдааяхинский
60	6054	76,1	0,024	12,7	0,34	0,49	0,05	0,016	0,11	1,41	4,18	4,37	0,4	100	Гранит	Сыдааяхинский
61	6104	76,7	0,045	12,8	0,55	0,35	0,05	0,013	0,27	0,49	4,38	4,18	0,4	100	Гранит	Сыдааяхинский
62	09-22	42,77	0,299	7,48	4,13	6,5	0,09	0,202	29,7	2,33	0,3	0,03	6,56	100,6	Перидотит	Хартманшорский
63	11-1101	40,0	0,453	6,69	5,73	8,1	0,47	0,22	28,5	3,48	0,22	0,01	7,1	100,8	Гарцбургит	Хартманшорский
64	08-1	36,4	0,059	1,55	6,51	2,9	н/о	0,143	38,63	0,43	0,2	н/о	13	100,25	Дунит	Райско-войкарский
65	4-44	48,38	0,19	16,66	1,29	3,37	0,01	0,1	11,45	15,26	0,89	0,03	1,5	99,56	Пироксенит	Райско-войкарский

66	4786	38,6	0,02	1,42	3,92	3,81	0,04	0,12	39,68	0,82	0,08	0,02	9,72	98,97	Гардбургит	Сыумкеуский
67	Г36-45,3	38,75	0,024	1,61	5,75	2,3	0,01	0,09	36,48	1,2	0,04	0,02	12,32	99,61	Гардбургит	Сыумкеуский
68	Г36-54,9	36,46	0,018	1,4	3,9	1,8	0,01	0,1	39,7	0,87	0,04	0,02	14,04	99,63	Гардбургит	Сыумкеуский
69	Г36-79,2	38,1	0,021	1,03	5,28	3,17	0,02	0,11	39	0,43	0,06	0,02	11,4	99,79	Гардбургит	Сыумкеуский
70	6198a	37,98	0,03	0,99	3,31	5,62	0,02	0,12	43,91	0,83	0,04	<0,01	6,52	99,83	Дунит	Сыумкеуский
71	445	40,3	0,06	2,76	4,16	3,46	0,06	0,07	36,55	0,98	0,04	0,02	11	99,72	Серпентинит	Сыумкеуский
72	451	40,8	0,03	1,07	2,71	5,4	0,01	0,11	42,15	0,87	0,1	0,02	6	99,73	Гардбургит	Сыумкеуский
73	479	39,08	0,03	1,48	4,05	3,96	0,02	0,12	40,2	0,43	0,1	0,02	9,2	99,54	Гардбургит	Сыумкеуский
74	655	39,74	0,036	1,73	2,61	4,9	0,01	0,105	43,13	1,1	0,1	0,1	8,2	99,88	Гардбургит	Сыумкеуский
75	4225	40,66	0,035	3,44	4,69	2,95	0,01	0,11	35,47	2,8	0,14	0,1	8,6	99,61	Лерцоилит	Сыумкеуский
76	450a	41,4	0,01	1,34	2,31	5,76	0,02	0,12	41,37	1,31	0,08	0,02	5,4	99,71	Гардбургит	Сыумкеуский
77	11-79	52,59	0,505	6,07	6,07	4,4	0,19		5,09	7,88	2,83	0,81	3	100,48	Габбро	Кэршорский
78	Г36-45,3	38,75	0,024	1,61	5,75	2,3	0,01	0,09	36,48	1,2	0,04	0,02	12	99,61	Серпентинит	Малохадатинский
79	Г36-54,9	36,46	0,018	1,4	3,9	1,8	0,01	0,1	39,7	0,87	0,04	0,02	14	99,63	Серпентинит	Малохадатинский
80	Г36-79,2	38,1	0,021	1,03	5,28	3,17	0,02	0,11	39	0,43	0,06	0,02	11	99,79	Серпентинит	Малохадатинский
81	Г46-31,4	42,88	0,22	11,69	3,28	7,27	0,05	0,15	19,55	10,65	0,46	0,28	2	99,83	Габброноригит оливин-новый	Малькский
82	Г46-67,2	45,68	0,25	17,53	2,51	3,89	0,02	0,08	10,91	16,4	0,54	0,16	1,5	99,86	Габброноригит оливин-новый	Малькский
83	Г-85-45,0 (К)	49,36	1,55	20,39	4,57	5,47	0,46	0,09	3,34	7,28	4,96	1,68	0,3	99,6	Габбро	Малькский
84	09-699	54,0	0,64	19,3	3,59	4,5	0,19	0,17	3,8	9,88	2,8	0,15	1,25	100,34	Габбро,диорит	Харампейско-масловский
85	09-670	43,6	1,43	20	7,99	5,8	0,43	0,16	6,5	13,6	1	0,04	1,15	100,69	Оливиновое габбро	Харампейско-масловский
86	09-26	43,5	0,31	19,6	10,76	5,4	0,03	0,16	10	13,4	0,9	0,16	1	100,28	Оливиновое габбро	Харампейско-масловский
87	11-76	50,3	0,39	8,97	1,87	5,2	0,06	0,18	11,14	14,12	0,75	0,15	2	100,85	Габбро	Харампейско-масловский

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма	Порода	Комплекс
88	09-25	49,3	0,57	12	10,99	5,6	0,03	0,2	11	14,4	0,9	0,14	1,32	100,31	Габбро	Харамлейско-масловский
89	471	47,04	0,46	20,86	2,48	4,61	0,05	0,14	7,54	14,96	0,88	0,12	0,7	99,96	Габбронорит	Харамлейско-масловский
90	483	50,66	0,59	15,33	2,44	9,65	0,09	0,31	7,97	9,94	2,1	0,22	0,2	99,63	Габбронорит	Харамлейско-масловский
91	3190	46,0	0,86	14,93	4,27	8,04	0,18	0,24	8,4	13,25	1,39	0,53	1,9	99,98	Габбро порфири-видное	Харамлейско-масловский
92	3624	48,1	0,84	16,09	3,23	5,47	0,13	0,13	10,26	11,99	1,82	0,4	1	99,75	Габбро порфири-видное	Харамлейско-масловский
93	138-1	48,74	0,98	14,4	3,06	9	0,18	0,2	8,79	10,53	2,18	0,74	0,3	99,63	Габбронорит	Харамлейско-масловский
94	Г48-72,5	45,4	0,6	19,9	4,42	4,89	0,18	0,165	7,15	13,89	1,54	0,32	1,3	99,73	Габбронорит	Харамлейско-масловский
95	11-67	54,51	1,29	9,01	2,82	7,55	0,23	0,33	11,8	8,24	2,9	0,57	0,88	100,2	Габбродиорит	Халатгальбейский
96	11-74	52,9	1,05	16,1	5,36	5,04	0,08	0,28	4,85	11	2,86	0,3	0,34	100,2	Габбродиорит	Халатгальбейский
97	08-809	55,85	0,50	16,51	6,76	4,4	0,2	0,25	4,65	4,28	1,7	0,76	4,2	100,07	Диорит	Собский
98	08-808	56,31	0,49	12,37	5,8	4	0,16	0,21	5,38	11,01	1,2	0,37	2,6	99,93	Диорит	Собский
99	7-381	45,98	1,65	15,84	3,58	7,02	0,15	0,2	9,06	11,58	2,02	0,25	1,4	99,08	Габбро	Собский
100	11-79-1	51,2	0,66	15,32	4,2	7,89	0,085	0,25	5,74	8,61	2,31	1,14	2,41	99,82	Габбро	Собский
101	11-79-3	53,95	0,77	14,63	3,85	6,71	0,11	0,44	6,39	9,87	1,41	0,37	1,4	99,94	Габбродиорит	Собский
102	2-33	64,04	0,47	15,41	2	4	0,12	0,15	2,33	2,86	4,03	1,2	3,2	99,76	Гранодиорит	Собский
103	11-80	62,7	0,46	10,08	3,25	3,51	0,11	0,28	2,29	13,2	1,99	0,42	1,74	100,11	Кварцевый диорит	Собский
104	4-246	51,12	0,49	17,97	3,61	6,36	0,18	0,22	5,25	7,84	2,8	1,03	2,7	99,86	Габбро	Собский
105	4-247	54,54	0,49	16,76	3,9	5,75	0,18	0,21	5,25	8,51	2,51	0,53	1,1	100,06	Диорит	Собский
106	2-21	46,74	0,35	16,83	2,87	5,54	2,1	0,15	10,88	13,65	1,05	0,15		100,35	Габбро	Собский

107	11-1157	52,27	1,13	10,02	3,32	6	0,28	0,22	15,5	9,2	0,37	0,45	1,14	100,3	Габронорит	Юнъягинский
108	11-61-1	73,97	0,098	12,43	1,87	0,2	0,04	0,06	1,83	2,7	1,71	3,3	0,69	99,95	Лейкогранит	Юнъягинский
109	11-61-3	48,0	1,012	16,64	6,4	6,4	0,27	0,33	6,99	10,6	2,28	0,75	1,4	100,7	Лейкогаббро	Юнъягинский
110	10-21	52,78	0,895	19,13	5,78	3,5	0,19		6,99	9,37	2,37	1,12	0,60	100,17	Габбро	Юнъягинский
111	10-24	74,02	0,157	13,37	0,92	0,2	<0,05		<0,3	1,19	3,81	5,89	0,60	100,7	Гранит	Юнъягинский
112	10-20-1	47,70	1,216	17,04	6,83	5,7	0,46		5,84	9,84	3,76	1,01	1,30	100,7	Долерит	Юнъягинский
113	10-20	52,62	0,739	17,06	5,31	3,6	0,10		5,01	8,56	3,58	1,94	2,00	100,53	Габродолерит	Юнъягинский
114	560	63,4	0,6	15,88	2,02	4,3		0,09	5,21	2,57	0,48	0,96	0,5	99,75	Кварцевый диорит	Юнъягинский
115	582	61,2	0,7	15,53	3,28	4,18	0,109	0,11	3,58	6,67	2,82	1,46	0,4	100,23	Кварцевый диорит	Юнъягинский
116	616	70,0	0,23	16,07	0,6	1,58	0,1	0,05	1,59	2,37	4,14	2,86	0,4	100,26	Гранит	Юнъягинский
117	1387	73,98	0,1	12,79	0,67	1,08	0,03	0,03	1,25	2,48	2,68	4,04	0,9	100,2	Гранит	Юнъягинский
118	2482	54,89	0,33	17,6	2,96	6,05	0,2	0,21	4,64	8,76	2,43	0,69	0,9	99,73	Диорит	Юнъягинский
119	2526	74,96	0,19	12,27	1,18	1,08	0,006	0,02	0,48	1,96	3,3	3,64	0,5	99,56	Биотитовый аплитогвидный гранит	Юнъягинский
120	3173	49,36	0,63	18,03	2,94	5,98	0,11	0,19	7,33	10,46	2,94	0,78	0,9	100,07	Габбро	Юнъягинский
121	3570	71,14	0,31	14,37	1,83	2,16	0,1	0,055	0,98	1,6	3,4	3,68	0,1	100,01	Гранит	Юнъягинский
122	3574	54,62	0,85	17,14	3,5	5,33	0,24	0,095	4,68	8,65	3,3	1,4	0,2	100,12	Габбродиорит	Юнъягинский
123	3588	72,92	0,25	13,76	1,06	2,16	0,084	0,025	0,7	1,92	2,66	4,4	0,1	100,06	Гранит	Юнъягинский
124	3655	71,18	0,33	14,89	1,05	1,73	0,071	0,05	0,3	2,32	3,54	3,64	0,3	100,23	Гранит	Юнъягинский
125	6273	46,18	0,81	17,3	4,49	6,55	0,07	0,11	8,3	14,59	1,3	0,3	0,3	100,44	Габбро порфириовидное	Юнъягинский
126	35886	75,0	0,04	14,26	0,64	1,51	0,035	0,048	0,38	1,07	4,8	2,26	0,1	100,13	Гранит	Юнъягинский
127	3614в	70,9	0,26	14,36	1,36	1,58	0,041	0,04	0,65	1,81	2,82	5,6	0,1	99,59	Гранит	Юнъягинский
128	3614з	74,06	0,2	12,99	0,87	1,66	0,025	0,03	0,51	0,9	3,9	4,68	0,1	100,19	Гранит	Юнъягинский
129	4152а	70,2	0,248	14,67	0,5	1,29	0,124	0,0064	1,3	3,96	3,18	3,59	0,5	99,66	Гранит	Юнъягинский
130	4468г	74,3	0,12	13	0,99	1,58	0,094	0,025	0,48	1,24	3,2	4,6	0,1	100,36	Гранит	Юнъягинский
131	4481в	74,34	0,08	13,61	0,89	1,73	0,07	0,02	0,41	1,24	3,56	4,2	0,1	100,27	Гранит	Юнъягинский

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма	Порода	Комплексе
132	4529a	75,74	0,18	11,91	1,78	1,15	0,023	0,03	0,44	1,13	3,3	4,3	0,1	100,17	Гранит	Юнъягинский
133	527a	54,68	0,83	18,88	2,3	5,9	0,14	0,103	2,39	9,56	4,06	0,34	0,2	100,09	Диорит	Юнъягинский
134	529б	43,92	0,09	8,78	3,66	5,18	0,014	0,08	25,05	8,24	0,4	0,14	4,4	100,14	Перидотит	Юнъягинский
135	530в	74,84	0,11	12,91	1,02	1,22	0,02	0,03	0,5	0,94	3,26	4,4	0,1	99,57	Гранит	Юнъягинский
136	599a	75,68	0,14	12,66	0,72	1,44	0,02	0,033	0,4	1,01	3,3	4,68	0,1	100,3	Гранит	Юнъягинский
137	597б	51,9	1,4	17,93	3,65	6,62	0,45	0,15	4,2	8,54	3,3	1,32	0,2	99,96	Габбро	Юнъягинский
138	6614б	47,02	1,03	21,47	4,06	4,9	0,22	0,13	5,85	11,66	2,55	0,49	0,7	100,21	Габбро	Юнъягинский
139	6614в	68,12	0,49	15,53	1,18	2,81	0,06	0,16	1,08	1,19	6,12	3,26	0,1	100,11	Гранит	Юнъягинский
140	Г-83-9-(0)	50,46	1,15	16,24	3,61	6,19	0,25	0,13	6,31	10,41	3,17	1,1	0,4	99,55	Габбро роговообманковое	Юнъягинский
141	11-50-7	52,74	1,126	19,39	7,42	5,4	0,43	0,14	3,61	5,48	3,22	3,57	2,2	100,4	Монцогаббро	Конгорский
142	1-141и	53,08	1,24	16,44	3,99	4,88	0,29	0,14	3,92	6,05	3,7	2,39	3,35	99,47	Габбродиорит	Конгорский
143	1-141a	64,95	0,75	14,92	2	3,89	0,15	0,16	0,68	2,54	4,25	2	3,28	99,57	Гранит	Конгорский
144	1-140p	61,78	0,32	10,77	2,59	4,88	0,05	0,1	10,15	2,2	2,75	1,03	2,84	99,46	Кварцевый диорит	Конгорский
145	1-140a	72,37	0,22	12,44	1,54	1,57	0,07	0,03	1,19	2,31	4,75	0,9	2,52	99,91	Плагиогранит	Конгорский
146	11-63-1	75,31	0,35	9,78	1,44	0,6	0,08	0,05	4,35	1,83	1,44	3,9	0,36	99,58	Гранит	Юрменекский
147	11-66	47,54	1,05	15,2	11,2	5,4	0,25	0,23	11,6	9,6	1,76	1,3	1,5	100,4	Микродиорит	Юрменекский
148	11-65	50,0	1,01	19,3	8,54	4,3	0,25	0,13	5,7	11,38	2,48	0,7	1,2	100,5	Габбро	Юрменекский
149	11-61	51,17	1,71	14,6	4	7,4	0,19	0,34	6,67	8,24	2,29	1,8	1,52	99,93	Габбро	Юрменекский
150	11-63-2	49,07	2,02	14,8	5,43	6,4	0,2	0,19	6,13	12,09	1,96	1	0,68	100	Габбро	Юрменекский
151	11-64	72,94	0,65	12,6	3,04	1,6	0,18	0,13	1,02	6,23	3,97	2,1	0,61	100	Гранит	Юрменекский
152	11-61-2	54,87	1,2	13,9	4,68	4,7	0,42	0,3	8,06	6,6	3,3	1,2	0,98	100,3	Диорит	Юрменекский
153	11-62	52,65	1,29	15,5	3,48	5,9	0,19	0,31	7,92	9,22	2,53	0,7	0,85	100,7	Габбро	Юрменекский
154	10-27	78,50	0,133	12,57	1,31	0,2	<0,05		<0,3	1,02	1,54	4,53	0,30	100,13	Лейкогранит	Юрменекский

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма	Порода	Комплекс
181	5367a	64,12	0,75	15,5	2,65	2,75	0,49	0,1	1,65	4,32	4,04	2,84	0,5	99,86	Гранодиорит	Юрменекский
182	5367б	57,8	0,85	16,48	2,98	4,06	0,52	0,14	3,41	5,89	4,92	1,93		100,28	Диорит	Юрменекский
183	68/1	49,44	1,29	14,16	3,96	7,87	0,27	0,25	8,3	7,28	2,22	2,59		99,56	Габбро	Юрменекский
184	71/2	53,42	1,17	17,16	3,35	5,78	0,27	0,17	4,67	7,62	3,15	1,7		99,56	Габбродиорит	Юрменекский
185	72/1	53,66	1,28	19,03	3,72	4,76	0,41	0,13	3,19	7,16	3,71	1,94		99,93	Габбродиорит	Юрменекский
186	74/1	53,62	1,09	18,45	3,28	5,19	0,31	0,14	3,93	7,97	3,18	1,68		99,97	Габбродиорит	Юрменекский
187	747в	74,14	0,14	13,03	0,52	1,25	0,04	0,02	0,06	0,98	3,88	5,42		100,16	Гранит	Юрменекский
188	755a	67,2	0,55	12,95	2,4	3,78	0,08	0,08	2,56	4,15	3,09	2,44		100,34	Гранодиорит	Юрменекский
189	756a	67,94	0,65	14,48	2,89	2,94	0,252	0,05	1,23	3,08	5,01	1		100,22	Гранодиорит	Юрменекский
190	758a	63,28	0,61	15,86	2,02	3,78	0,144	0,05	2,38	6,28	4,14	0,3		99,68	Диорит кварцевый	Юрменекский
191	76/2	66,1	0,6	15,99	1,75	2,87	0,24	0,06	1,73	4,89	3,64	1,35		99,85	Гранодиорит	Юрменекский
192	77/1	52,56	0,75	14,09	2,41	5,69	0,17	0,2	8,75	8,79	2,65	1,71		99,51	Габбро	Юрменекский
193	78/1	74,1	0,12	13,73	0,68	0,51	0,04	0,03	0,49	1,09	3,2	5,29		99,52	Гранит	Юрменекский
194	79/10	75,59	0,1	12,72	0,52	0,43	0,14		0,4	0,77	1,91	6,87		99,54	Гранит	Юрменекский
195	79/7	53,1	1,54	16,42	2,62	6,03	0,22	0,18	4,83	8,79	3,74	1,05		99,54	Габбро	Юрменекский
196	79/9	76,89	0,18	12,76	0,25	0,37	0,01	0,06	0,22	1,46	3,12	4,44		100,05	Гранит	Юрменекский
197	946a	66,74	0,66	15,62	0,95	2,9	0,118	0,06	1,58	4,55	5,01	0,9		100,24	Гранодиорит	Юрменекский
198	946б	51,72	1	19,92	3	6,18	0,42	0,22	4,64	8,09	4,27	0,36		100,35	Габбро	Юрменекский
199	946в	59,06	1,1	15,28	3,12	5,43	0,48	0,22	1,25	7,11	3,91	1,56		99,9	Диорит кварцевый	Юрменекский
200	947г	69,72	0,4	15,5	1,61	1,29	0,09	0,05	0,62	2,07	3,53	4,47		99,91	Гранит биотитовый	Юрменекский
201	949в	73,62	0,13	12,83	0,47	1,11	0,03	0,02	0,25	0,61	3,34	5,7		99,68	Гранит аляскитовый	Юрменекский
202	949г	73,9	0,11	13,1	0,68	0,99	0,03	0,04	0,33	0,97	3,03	5,49		99,6	Гранит аляскитовый	Юрменекский
203	11-70-2	48,83	0,784	13,3	5,45	6,5	0,14	0,2	9,77	12,26	1,77	0,24	1,01	99,55	Долерит	Наунайский
204	11-59	48,68	1,915	16,2	6,65	5,3	0,51		6,86	5,92	3,25	2,2	2,8	100,19	Долерит	Наунайский

205	09-11-5	73,4	0,02	14,5	0,54	0,3	0,02	0,06	0,15	0,5	4,2	6,3	0,1	100,03	Гранит микрокли- новый	Лонготский
206	08-18	73,5	0,05	14,7	0,48	0,6	0,02	0,05	0,48	0,8	4,8	4,2	0,3	99,93	Гранит микрокли- новый	Лонготский
207	09-19-1	71,9	0,15	14,3	0,48	1,8	0,04	0,06	0,41	0,6	5,6	4,3		99,67	Гранит	Лонготский
208	07-к3	72,6	0,08	15,2	0,24	0,5	0,02	0,07	0,66	1,5	2,94	4,7	0,68	100	Аплитовидный гранит	Лонготский
209	08-7	74,0	0,06	13,7	0,86	0,6	0,01	0,04	0,22	0,3	4,8	4,6	0,5	99,66	Аляскитовый гранит	Лонготский
210	09-12-1	75,0	0,24	12,6	2,17	0,1	0,02	0,03	0,35	0,5	2,2	6,5	0,52	100,04	Гранит	Лонготский
211	09-8-3	72,7	0,19	13,6	2,06	0,1	0,04	0,03	0,36	0,3	4,8	5	0,85	100,07	Гранит	Лонготский
212	09-11-2	74,2	0,07	14,1	1,11	0	0,02	0,04	0,36	0,9	3,8	5,3	0,37	100,3	Пегматит	Лонготский
213	08-18-1	60,9	0,2	17,8	1,42	0,7	0,03	0,05	0,7	3,82	6	6,9	2,2	100,01	Сиенит	Лонготский
214	11-50-2	47,7	1,18	13,5	7,4	5,4	0,26	0,19	9,8	8,87	1,47	1,1	3,4	100,13	Долерит	Муеюрский
215	09-277-5	50,45	2,361	12,13	9,69	7,9	0,62	0,27	3,96	7,04	2,5	1,6	2	100,5	Долерит	Яляяхинский
216	09-287	51,18	2,337	12,4	7,46	7,4	0,86	0,21	4,57	8,76	2,5	1,32	1,3	100,3	Долерит	Яляяхинский
217	10-16	50,25	2,652	13,20	8,7	5,4	0,80	0,177	2,99	7,79	1,96	1,56	4,55	100,54	Долерит	Яляяхинский
218	10-19-6	51,06	2,175	11,99	9,68	8,4	0,60	0,202	3,28	7,95	1,93	1,37	1,8	100,82	Долерит	Яляяхинский
219	09-12	46,94	1,56	16,38	6,39	8,4	0,44	0,19	4,79	7,6	1,7	3,2	2	100,4	Долерит	Яляяхинский
220	10-17	49,30	2,460	13,23	8,92	5,4	0,88		4,32	8,50	2,82	1,38	3,35	100,57	Долерит	Яляяхинский
221	23-66,1	46,99	1,96	17,02	4,76	8,04	0,0308	0,198	5,87	7,93	3,27	1,6	1,5	99,80	Эссекитдолерит	Яляяхинский
222	23-67,6	46,62	2,02	18,02	4,63	7,25	0,266	0,198	5,97	8,35	3,6	1,14	1,9	100,08	Эссекитдолерит	Яляяхинский
223	23-72	47,09	1,52	18,37	4,47	6,96	0,194	0,2	6,1	9	3,27	1,02	1,4	99,82	Эссекитдолерит	Яляяхинский

15, 18, 22-25, 51, 59, 66-76, 78-82, 88-94, 102, 115-117, 117-140, 175-178 – Афанасьев А. К. и др., 1984ф; [105]; 127, 119, 221-223 – Воронов В. Н. и др., 1976ф; [119]; 1-3, 9, 10, 13, 19-21, 26-30, 32-36, 39, 40, 43, 45, 47-51, 55, 62, 64, 84, 85, 97, 98, 205-212, 215, 216, 219 – Душин В. А. и др., 2010ф; [133]; 41, 42, 60, 61 – Мельгунов А. Н. и др., 2009; 4-8, 11, 12, 14, 31, 37, 44, 46, 52-54, 63, 77, 83, 86-88, 95, 96, 99-101, 107-113, 141, 146-156, 203, 204, 213, 214, 217, 220 – наст. записка; 157-174, 179-202 – Охотников В. Н., 1985 [67], Ремизов Д. Н., 1998; [79]; 70, 126 – Прохорова К. И. и др., 1960ф; [169] 16, 17, 56, 65, 103-106, 142-145 – Прямонов А. П., 1994ф; [174].

Химические составы горных пород (масс. %) (осадочные и вулканогенно-осадочные породы)

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма	Порода	Свита
224	07-47	51,59	0,968	13,21	8,02	6,75	0,16	0,225	7,24	5,59	2,4	2,24	2,4	100,81	Метабазальт	Ханмейхойская
225	08-19-1	66,64	0,324	10,65	3,9	1,6	1,49	0,089	1,77	3,17	2,6	2,32	4,9	100,23	Амфиболовый гнейс	Ханмейхойская
226	11-58-2	63,38	0,66	13,2	2,12	1,25	0,02	0,062	2,04	5,86	4,01	1,97	1,01	99,55	Гнейс	Ханмейхойская
227	09-27	48,6	1,659	11,34	19	9,4	0,22	0,215	5,86	9,59	1,7	0,23	1,31	99,76	Амфиболит	Ханмейхойская
228	09-27-1	54,83	1,666	16,55	13,2	6,5	0,37	0,177	3,37	3,15	1,4	3,76	1,73	100,21	Гнейс	Ханмейхойская
229	09-11-3	48,98	1,831	11,97	19,4	10	0,38	0,237	4,61	7,14	2	1,27	2,98	100,08	Амфиболит	Ханмейхойская
230	09-20	64,51	1,021	14,99	7,32	4,4	0,19	0,129	2,25	2,19	2,4	3,79	1,37	100,19	Гнейс	Ханмейхойская
231	09-7	71,48	0,567	13,45	4,57	0,3	0,12	0,068	1,62	0,58	2	4,41	1,23	100,13	Гнейс	Ханмейхойская
232	09-35	50,57	1,998	13,61	14,9	5,8	0,23	0,181	4,63	10,2	2,4	0,22	0,92	99,9	Амфиболит	Ханмейхойская
233	08-18-2	53,0	1,332	16,82	10,7	5,2	0,26	0,142	4,06	7,03	2,5	1,77	2,2	99,84	Амфиболит	Ханмейхойская
234	09-20-1	66,83	0,64	14,78	5,33	2,8	0,19	0,099	1,78	2,46	2,7	4,26	0,78	99,89	Гнейс	Ханмейхойская
235	09-15	74,16	0,371	12,89	3,2	0,1	0,06	0,077	1,6	0,47	2,2	3,43	1,27	99,84	Плагиогнейс	Лаптаюганская
236	09-11	48,6	2,267	12,64	11,28	9,2	0,55	0,251	4,37	6,19	2,8	1,37	1,42	100,9	Роговик по амфиболиту	Лаптаюганская
237	09-17-1	49,47	2,005	12,81	8,4	9,3	0,34	0,215	4,94	5,48	0,8	5,55	1,47	100,81	Роговик по амфиболиту	Лаптаюганская
238	09-16-1	57,04	1,25	15,4	3,27	6,8	0,24	0,166	5,16	3,36	2	3,98	1,4	100,03	Амфиболит	Лаптаюганская
239	11-53-1	47,02	1,556	15,42	6,06	7,8	0,4	0,23	7,64	8,16	2,58	2,33	0,95	100,39	Амфиболит	Лаптаюганская
240	11-51-2	63,9	1,46	15,08	2,02	5,48	0,058	0,13	3,07	3,3	1,51	3,01	1,03	100,08	Сланец кристаллический	Лаптаюганская
241	11-53-4	51,71	2,13	13,81	1,04	11,2	0,29	0,29	4,98	3,85	0,84	8,12	1,98	100,3	Слюдит	Лаптаюганская

242	10-19-8	64,0	0,332	5,30	12,3	5,7	0,56	3	2,97	2,88	2,34	0,10	0,70	100,27	Гондит	Лаптаюганская
243	09-268-3	44,25	1,076	16,15	7,66	7,3	0,34	0,088	3,93	12,3	2,1	2,98	4,8	100,45	Параамфиболит	Лаптаюганская
244	09-277-3	73,5	0,183	7,69	6,93	4,8	0,37	2,01	0,86	2,11	1,8	0,22		100,48	Гондит	Лаптаюганская
245	09-21	59,48	1,569	13,61	11,51	6,65	0,25	0,168	3,77	3,55	1,2	3,45	1,5	100,03	Параамфиболит	Лаптаюганская
246	09-13-1	54,57	0,868	13,96	11,76	6,5	0,22	0,203	4,8	8,25	2,5	0,97	1,62	99,78	Биотитовый амфиболит	Лаптаюганская
247	09-21-3	48,89	1,749	11,31	18,37	10,35	0,2	0,226	5,27	9,85	2,2	1,1	1,27	100,44	Амфиболит	Лаптаюганская
248	09-13	64,37	0,92	15,59	6,45	3,6	0,35	0,105	2,1	3,89	2,6	2,04	0,9	99,33	Плагиогнейс	Лаптаюганская
249	09-12-2	49,62	1,874	11,95	9,78	9,7	0,35	0,217	4,14	4,7	1,6	2,02	1,56	100,52	Амфиболит	Лаптаюганская
250	09-631-2	13,0	0,08	1,95	0,62	0,3	0,05	0,197	1	48	0,4	0,47	0,1	100,23	Мрамор	Лаптаюганская
251	09-4-2	60,06	0,047	1,96	0,11	0,6	0,03	0,07	1,16	20	2	0,15	14,5	100,72	Окварцованный мрамор	Лаптаюганская
252	09-268-4	3,8	0,056	1,25	0,2	0,2	0,02	0,017	2,14	51,6	0,4	0,5	38,75	98,94	Мрамор	Лаптаюганская
253	09-268	1,58		0,34	0,2	0	0,01	0,006	1,6	53,5	0,2	0,11	42,5	100,13	Известняк мраморизованный	Лаптаюганская
254	09-210-2	12,36	0,141	2,38	0,99	0,5	0,08	0,229	0,62	45,4	0,4	0,7	3,9	100,54	Известняк окварцованный	Лаптаюганская
255	9-3	76,18	0,15	12,66	1,2	0,65	0,03	0,02	0,44	0,24	4	4,2	0,2	99,95	Гранитогнейс	Лаптаюганская
256	09-29	69,02	0,651	15,2	4,33	0,4	0,14	0,108	1,08	0,9	5,3	1,78	0,8	99,7	Гнейс	Париквасьшорская
257	08-2	73,55	0,851	10,65	3,47	1,8	0,2	0,089	1,66	2,88	3	0,94	0,7	99,82	Гнейс	Париквасьшорская
258	09-30	57,33	1,271	21,19	8,43	3,6	0,18	0,143	2,85	1,14	2,1	2,94	2,4	100,02	Гранатовый сланец	Париквасьшорская
259	09-33	75,05	0,822	10,11	4,93	2,2	0,22	0,093	1,46	2,33	3,5	0,05	0,92	99,48	Гнейс	Париквасьшорская
260	09-27-2	80,7	0,431	9,64	1,98	0	0,04	0,07	0,57	2,87	2,1	1,53	0,1	100,04	Кварцит слюдястый	Париквасьшорская
261	09-620-6	48,41	2,087	12,19	6,21	9,6	0,25	0,21	5,49	11,8	2	0,26	1,7	100,18	Метабазальт	Няровейская серия
262	09-220-3	72,31	0,273	8,05	1,55	0,4	2,9	0,044	1,29	5,59	0,5	1,43	5,8	100,63	Углеродистый сланец	Няровейская серия
263	09-620-7	56,67	1,258	12,56	8,94	3,1	0,29	2,19	4,39	3,48	2,6	2,77	1,2	100,03	Гондит	Няровейская серия

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма	Порода	Свита
264	09-620-5	67,5	0,7	11,36	4,88	2,4	0,23	2,07	2,36	5,02	2	0,76	0,9	100,15	Гондит	Няровейская серия
265	09-210-5	82,0	0,261	5,75	0,87	0,9	0,57	0,04	0,56	1,15	2	1,92	3,9	100,54	Углеродистый сланец	Няровейская серия
266	09-631-1	68,0	0,505	10,56	1,94	0,5	2,07	0,047	1,36	4,5	1,7	2,02	6,1	100,71	Сланец углеродистый окварцованный	Няровейская серия
267	08-10	46,68	1,28	10,51	9,2	3,1	0,1	0,181	8,3	14	1,6		4,1	99	Базальт	Немуриотанская
268	Д-5509/14	58,40	0,04	18,36	2,88	2,41	0,18	0,110	6,05	2,34	3,81	1,65	2,44	99,58	Андезит	Немуриотанская
269	К-1097/1	69,77	0,26	12,57	0,44	7,80	0,05	0,060	1,01	0,72	4,07	2,48	0,36	99,59	Риодацит	Немуриотанская
270	СКС-3534	69,89	0,36	15,73	2,04	0,66	0,03	0,100	0,73	4,08	2,72	2,72	1,44	99,30	Риодацит	Немуриотанская
271	Р-553	64,64	0,60	15,62	1,70	3,27	0,14	0,090	2,13	3,03	4,55	1,61	2,35	99,87	Дацигг	Немуриотанская
272	Р-1505/1	65,49	0,91	13,98	2,11	4,54	0,19	0,120	2,70	2,52	2,85	1,80	2,54	99,05	Дацигг	Немуриотанская
273	Д-5023-2	47,08	1,69	17,20	2,50	7,95	0,27	0,150	7,14	8,70	2,49	1,22	3,34	99,73	Базальт	Немуриотанская
274	09-631-3	68,0	0,51	10,6	2,44	0,5	2,07	0,05	1,4	4,5	1,7	2	0,1	100,23	Углеродистый сланец	Оранская
275	1*	47,5	2,16	15,2	10,5	2,17	0,16	0,23	1,18	15,8	0,7	0,1	3,63	99,33	Базальт	Соколинская толща
276	2*	49,8	1,88	14,6	6,01	6,84	0,16	0,19	5,66	9,12	2,8	0,12	3,03	100,21	Базальт	Соколинская толща
277	11-70-3	49,2	0,89	14,9	5,2	5,7	0,13	0,27	8	12,9	2,4	0,11	0,64	100,72	Базальт	Сядайская
278	11-69	48,0	0,7	15,6	9,85	4,7	0,1	0,19	11	11,8	2,1	0,6	1,1	100,49	Базальт	Сядайская
279	11-70-4	48,8	1,43	15,2	6,2	7,4	0,55	0,32	6,8	9	2,19	1,95	0,72	100,33	Долерит порфировый	Сядайская
280	11-78	49,9	0,15	16	1,89	3,2	0,05	0,18	4,6	20,9	1,41	0,04	2,09	100,39	Базальт	Сядайская

281	11-67	54,5	1,29	9,01	2,82	7,6	0,23	0,33	12	8,24	2,9	0,57	0,88	100,23	Пироксен-плагиоклазовый порфирит	Садлайская
282	1-305-6	53,94	1,04	18,43	3,41	4,2	1,99	0,14	2,89	5,76	4,4	3	0,42	99,62	Андезит-базальт	Тоугульская толща
283	1-140-3	58,81	0,49	14,86	2,61	3,97	0,14	0,14	3,31	4,06	5,25	1,59	4,34	99,57	Андезит	Тоугульская толща
284	10-25	50,61	0,990	21,76	7,12	3,4	0,57		3,35	9,60	1,85	0,45	0,70	100,41	Брекчия	Янганалейская толща
285	10-25-1	56,29	0,924	17,87	5,36	3,5	0,36		4,15	6,59	2,74	1,51	1,10	100,41	Купольная брекчия	Янганалейская толща
286	09-8-1	69,91	0,617	13,15	5,24	0,3	0,08	0,1	2,83	2,31	1,5	2,86	1,1	100,02	Туф риодацита	Янганалейская толща
287	09-8	69,57	0,803	11,39	3,94	2,1	0,1	0,11	3,19	1,75	2,4	1,98	2,45	99,84	Риодацит	Янганалейская толща

255– Афанасьев А. К. и др., 1984ф; [105]; 224, 225, 235–238, 244, 249–254, 256–257, 261–267, 286, 287 – Душин В. А. и др., 2010ф; [133]; 226–234, 239–243, 245–248, 258–260, 268–274, 277–281, 284, 285 – наст. записка; 282, 283 – Прямоносов А. П. 1994ф; [174]; 275, 276 – Язев Р. Г., Бочкарев В. В., 1984 [103].

Содержания микроэлементов (г/т) и кларки концентраций в магмате

Проба/ элемент	07-46		09-28		09-31		
Порода	Габбро		Амфиболит		Габброамфиболит		
Комплекс	Васькеуский		Васькеуский		Васькеуский		
Li	10,6908	0,713	2,5364	0,169	6,2330	0,416	
Be	0,5369	0,959	0,4039	0,721	0,6209	1,109	
Sc	52,7940	1,760	34,4382	1,148	23,3601	0,779	
Ti	8246,0004	0,771	6847,7070	0,640	6558,9370	0,613	
V	402,6846	1,678	268,3932	1,118	140,8710	0,587	
Cr	95,9045	0,533	472,6485	2,626	450,0510	2,500	
Mn	1877,9373	1,105	1374,8274	0,809	1198,9376	0,705	
Co	44,3484	0,924	50,8686	1,060	59,3678	1,237	
Ni	65,8788	0,471	175,0408	1,250	311,9879	2,228	
Cu	33,7634	0,367	14,3677	0,156	11,1778	0,121	
Zn	114,2627	1,039	68,7275	0,625	69,8635	0,635	
Ga	5,7074	0,357	8,7470	0,547	5,6217	0,351	
Ge	0,3289	0,235	6,3339	4,524	6,4312	4,594	
As	0,0219	0,011	0,1373	0,069	0,0827	0,041	
Rb	22,6314	0,612	3,1988	0,086	5,4549	0,147	
Sr	306,0713	0,665	241,8898	0,526	221,9345	0,482	
Y	38,8215	1,688	27,0929	1,178	15,7461	0,685	
Zr	40,7601	0,314	10,1393	0,078	7,9764	0,061	
Nb	5,1243	0,270	3,8358	0,202	19,6537	1,034	
Mo	0,5652	0,404	0,2518	0,180	0,4704	0,336	
Cd	0,2029	1,068	0,1312	0,691	0,1313	0,691	
In	0,0946	0,473	0,0755	0,378	0,0502	0,251	
Sn	2,4592	0,615	0,9271	0,232	1,0240	0,256	
Sb	0,2314	0,681	0,0467	0,137	0,1145	0,337	
Te	0,0435	43,500	0,1265	126,500	0,1424	142,400	
I	0,6982	1,396	0,2092	0,418	0,2065	0,413	
Cs	0,1912	0,191	0,2412	0,241	0,5333	0,533	
Ba	214,0671	0,738	97,8714	0,337	28,9051	0,100	
La	11,0779		3,4720		10,0572		

ческих комплексах по результатам количественного анализа ICP-MS

10-506		09-4		07-к2	
Габбро		Габброамфиболит		Мигматит	
Васькеуский		Васькеуский		Евьюганский	
13,4510	0,897	1,9004	0,127	1,0822	0,029
0,9146	1,633	0,7594	1,356	2,0753	0,576
33,6068	1,120	31,6715	1,056	4,0553	0,811
9073,2133	0,848	7657,2416	0,716	1022,5201	0,639
424,0594	1,767	240,6879	1,003	12,0007	0,316
19,8332	0,110	303,6090	1,687	156,4370	27,935
1026,3241	0,604	1599,6953	0,941	269,1118	0,641
35,5586	0,741	58,7584	1,224	2,2638	2,264
17,9139	0,128	171,9844	1,228	7,7636	2,218
35,5324	0,386	166,7597	1,813	10,8419	1,084
105,9512	0,963	83,2578	0,757	23,4794	0,602
20,8248	1,302	12,8013	0,800	17,9916	1,000
1,1734	0,838	4,9886	3,563	2,0297	0,461
0,7529	0,376	0,0594	0,030	0,0846	0,053
1,2058	0,033	28,7606	0,777	181,5240	1,008
123,7052	0,269	422,7069	0,919	115,8791	0,773
48,9923	2,130	29,9482	1,302	15,8785	0,318
19,8147	0,152	22,0976	0,170	139,2485	0,774
5,0280	0,265	8,4449	0,444	10,4783	0,499
0,3246	0,232	0,5779	0,413	0,5319	0,355
0,0963	0,507	0,1299	0,684	0,2037	1,198
		0,0646	0,323	0,0262	0,119
1,6557	0,414	0,9107	0,228	2,4588	0,820
0,1542	0,454	0,0344	0,101	0,0553	0,277
		0,0752	75,186	0,0389	38,900
		0,5069	1,014	0,3726	0,745
0,0424	0,042	0,6322	0,632	3,5382	0,708
23,8858	0,082	354,6341	1,223	620,8090	0,828
7,5543		11,5368		15,2204	

Проба/ элемент	07-46		09-28		09-31		
Порода	Габбро		Амфиболит		Габброамфиболит		
Комплекс	Васькеуский		Васькеуский		Васькеуский		
Ce	26,2490		8,8436		21,3750		
Pr	3,5812		1,4373		2,6425		
Nd	16,1926		7,5493		11,4270		
Sm	4,3471		2,6739		2,8052		
Eu	1,2952		0,9685		0,8963		
Gd	4,4726		3,3506		2,8702		
Tb	0,8121		0,6044		0,4681		
Dy	5,4702		4,3148		2,8256		
Ho	1,2150		0,9345		0,6105		
Er	3,4839		2,6683		1,5337		
Tm	0,5418		0,4399		0,2235		
Yb	3,4629		2,6768		1,4152		
Lu	0,5305		0,4175		0,2130		
Hf	1,1837	0,455	0,4973	0,191	0,3865	0,149	
Ta	0,3010	0,407	0,2440	0,330	1,1144	1,506	
W	0,2948	0,369	0,1035	0,129	0,6770	0,846	
Hg	0,0428	0,611	0,0697	0,996	0,0949	1,356	
Tl	0,0655	0,004	0,0394	0,002	0,0486	0,003	
Pb	5,6571	0,943	1,4710	0,245	6,3074	1,051	
Bi	0,0333	4,757	0,0144	2,057	0,1093	15,614	
Th	1,1515	0,360	0,4314	0,135	1,1100	0,347	
U	0,5451	0,681	0,1502	0,188	0,2840	0,355	
Eu/Eu*	0,90		0,99		0,97		
La/Yb	2,16		0,88		4,80		
Th/Ta	3,83		1,77		1,00		
Nb/Y	0,13		0,14		1,25		
Th/U	2,11		2,87		3,91		
Rb/Sr	0,07		0,01		0,02		
Zr/Hf	34,43		20,39		20,64		
∑TR	82,73		40,35		59,36		
∑TR+Y	121,55		67,44		75,11		

10-506		09-4		07-к2	
Габбро		Габброамфиболит		Мигматит	
Васькеуский		Васькеуский		Евьюганский	
24,8260		28,5985		28,1310	
3,9070		3,9584		3,1528	
21,3849		17,7382		11,0848	
6,5585		4,2159		2,5060	
2,2157		1,3292		0,8749	
7,9321		4,2333		2,6743	
1,3599		0,7477		0,3981	
9,2553		4,4481		2,2956	
1,9834		0,9396		0,5037	
5,9837		2,6566		1,4065	
0,8725		0,4079		0,2191	
5,9569		2,5085		1,4890	
0,9120		0,3958		0,2282	
1,1420	0,439	0,7711	0,297	3,9465	1,012
0,3589	0,485	0,4822	0,652	0,6967	0,194
0,1946	0,243	1,9586	2,448	0,2860	0,130
0,1292	1,846	0,1116	1,595	0,0329	0,548
0,0066		0,2346	0,013	0,9452	0,497
1,8236	0,304	6,3234	1,054	29,5425	1,555
0,0201	2,873	0,0401	5,739	0,1380	13,800
0,5291	0,165	0,8733	0,273	27,4896	1,527
0,1663	0,208	0,2209	0,276	3,4573	0,886
0,94		0,96		1,03	
0,86		3,10		6,90	
1,47		1,81		39,46	
0,10		0,28		0,66	
3,18		3,95		7,95	
0,01		0,07		1,57	
17,35		28,66		35,28	
100,70		83,71		70,18	
149,69		113,66		86,06	

Проба/ Элемент	07-к4		08-630		11-57		
Порода	Гранит		Плагиогранит		Гранит микроклиновый		
Комплекс	Евьюганский		Евьюганский		Евьюганский		
Li	1,5067	0,041	0,5166	0,014	9,6349	0,260	
Be	2,2653	0,629	1,6265	0,452	1,7255	0,479	
Sc	6,9334	1,387	2,9576	0,592	3,2048	0,641	
Ti	1968,8345	1,231	1046,6466	0,654	1764,9153	1,103	
V	30,7827	0,810	13,2793	0,349	26,7653	0,704	
Cr	111,2363	19,864	88,2619	15,761	10,4258	1,862	
Mn	294,1772	0,700	267,4699	0,637	178,7891	0,426	
Co	6,9350	6,935	1,9664	1,966	3,7849	3,785	
Ni	17,1540	4,901	6,7995	1,943	7,0244	2,007	
Cu	6,2108	0,621	12,0956	1,210	11,6112	1,161	
Zn	35,2040	0,903	21,4584	0,550	28,8310	0,739	
Ga	16,6451	0,925	34,9430	1,941	13,7786	0,765	
Ge	2,9476	0,670	0,8919	0,203	1,0698	0,243	
As	0,0953	0,060	0,0491	0,031			
Rb	100,7074	0,559	125,2429	0,696	60,3002	0,335	
Sr	209,0092	1,393	175,9551	1,173	84,2385	0,562	
Y	11,4610	0,229	8,4590	0,169	7,0312	0,141	
Zr	90,5951	0,503	114,3424	0,635	58,0525	0,323	
Nb	9,9948	0,476	10,9967	0,524	17,6540	0,841	
Mo	0,4705	0,314	0,6731	0,449	0,6791	0,453	
Cd	0,1441	0,848	0,1231	0,724	0,0975	0,574	
In	0,0351	0,160	0,0202	0,092			
Sn	1,3369	0,446	1,4607	0,487	3,2597	1,087	
Sb	0,1504	0,752	0,0370	0,185	0,3477	1,738	
Te	0,0306	30,600	0,1126	112,600	0,0060	6,024	
I	0,3917	0,783	0,2644	0,529			
Cs	2,9454	0,589	0,7339	0,147	0,8515	0,170	
Ba	549,4459	0,733	1262,0408	1,683	559,8753	0,747	
La	14,6891		8,8520		5,5348		
Ce	26,7189		15,8399		14,5516		

0-15		08-4		08-623	
Серпентинит		Серпентинит		Серпентинит	
Минисейский		Минисейский		Минисейский	
0,1638	0,218	0,1005	0,134	0,0101	0,013
0,8122	40,610	0,2497	12,485	1,6088	80,440
12,9382	1,078	3,3166	0,276	8,2731	0,689
805,5652	0,503	79,8345	0,050	56,1813	0,035
82,7752	1,971	14,8931	0,355	36,8804	0,878
9797,2873	4,899	2705,9422	1,353	2470,7135	1,235
844,5990	0,650	993,7243	0,764	635,4311	0,489
72,6068	0,484	73,2580	0,488	93,2140	0,621
1721,0870	0,861	1870,9951	0,935	1990,7587	0,995
19,9686	1,997	53,9296	5,393	3,3606	0,336
55,9393	1,216	49,5549	1,077	21,2443	0,462
2,8498	1,295	0,3615	0,164	0,5157	0,234
7,4922	5,763	3,1486	2,422	10,0467	7,728
1,5379	1,183	0,6308	0,485	0,0980	0,075
1,5589	2,227	0,9866	1,409	0,1381	0,197
3,0936	0,442	11,3962	1,628	0,2927	0,042
3,9579	1,979	4,0745	2,037	0,3400	0,170
2,4344	0,057	1,8384	0,043	0,2826	0,007
0,2681	0,021	0,2996	0,023	0,0269	0,002
0,4982	1,661	0,5115	1,705	0,3666	1,222
0,1769	3,538	0,4382	8,764	0,0225	0,450
0,0272	2,720	0,0101	1,010	0,0055	0,550
0,2674	0,535	0,3257	0,651	0,5451	1,090
0,5208	2,604	1,2392	6,196	0,0592	0,296
0,3082	308,200	0,0781	78,100	0,0083	8,300
0,1736	0,579	0,4321	1,440	0,3843	1,281
0,1538	1,538	0,0991	0,991	0,0035	0,035
7,8655	9,832	11,0456	13,807	0,9468	1,184
0,4812		0,4788		0,1102	
1,3575		0,9868		0,2220	

Проба/ Элемент	07-к4		08-630		11-57	
Порода	Гранит		Плагиогранит		Гранит микроклиновый	
Комплекс	Евьюганский		Евьюганский		Евьюганский	
Pr	3,2241		1,7780		1,8847	
Nd	12,0043		6,1463		7,5187	
Sm	2,4406		1,4881		1,7661	
Eu	1,3091		1,0912		0,3293	
Gd	2,4784		1,4171		1,8659	
Tb	0,3434		0,2221		0,2900	
Dy	1,7474		1,2613		1,8199	
Ho	0,3561		0,2616		0,3833	
Er	1,0148		0,7612		1,1680	
Tm	0,1481		0,1211		0,1783	
Yb	1,0148		0,8358		1,2303	
Lu	0,1587		0,1354		0,1768	
Hf	2,7678	0,710	3,4663	0,889	1,7540	0,450
Ta	0,9302	0,258	0,7495	0,208	1,2648	0,351
W	0,2987	0,136	0,2147	0,098	0,2075	0,094
Hg	0,0275	0,458	0,0717	1,195		
Tl	0,5934	0,312	0,6679	0,352	0,5640	0,297
Pb	28,6197	1,506	27,5102	1,448	19,9087	1,048
Bi	0,0299	2,990	0,1529	15,290	0,0301	3,013
Th	5,6920	0,316	27,0242	1,501	4,6025	0,256
U	1,4353	0,368	4,5871	1,176	1,7129	0,439
Eu/Eu*	1,63		2,30		0,55	
La/Yb	9,77		7,15		3,04	
Th/Ta	6,12		36,06		3,64	
Nb/Y	0,87		1,30		2,51	
Th/U	3,97		5,89		2,69	
Rb/Sr	0,48		0,71		0,72	
Zr/Hf	32,73		32,99		33,10	
∑TR	67,65		40,21		38,70	
∑TR+Y	79,11		48,67		45,73	

0-15		08-4		08-623	
Серпентинит		Серпентинит		Серпентинит	
Минисейский		Минисейский		Минисейский	
0,2089		0,1238		0,0269	
1,0225		0,5458		0,1120	
0,3472		0,1768		0,0282	
0,1112		0,0530		0,0085	
0,4394		0,2959		0,0325	
0,0844		0,0696		0,0057	
0,6026		0,5321		0,0407	
0,1345		0,1410		0,0101	
0,4073		0,4240		0,0323	
0,0627		0,0634		0,0063	
0,3968		0,4111		0,0453	
0,0613		0,0654		0,0079	
0,1446	0,314	0,0733	0,159	0,0098	0,021
0,0312	0,076	0,0183	0,045	0,0027	0,007
0,3557	1,186	0,3228	1,076	0,3788	1,263
0,1306	18,657	0,0616	8,800	0,0388	5,543
0,0213	0,142	3,6931	24,621	0,0009	0,006
0,6410	1,393	121,1585	263,388	0,4694	1,020
0,0381	8,283	0,7101	154,370	0,0213	4,630
0,1728	43,200	0,3196	79,900	0,0120	3,000
0,0708	50,571	53,3229	38087,786	0,0082	5,857
0,87		0,71		0,86	
0,81		0,79		1,64	
5,54		17,46		4,44	
0,07		0,07		0,07	
2,44		0,00		1,46	
0,50		0,08		0,47	
16,84		25,08		28,83	
5,72		4,36		0,68	
9,68		8,44		1,02	

Проба/ Элемент	07-37-1		09-18		09-16		
Порода	Серпентинит		Гранит		Гранит		
Комплекс	Минисейский		Сандибейский		Сандибейский		
Li	0,9740	1,299	0,6651	0,018	0,5482	0,015	
Be	0,3000	15,000	3,0201	0,839	2,5824	0,717	
Sc	7,6760	0,640	9,8263	1,965	9,8864	1,977	
Ti	205,3400	0,128	392,5217	0,245	200,2667	0,125	
V	30,5860	0,728	3,3635	0,089	2,0522	0,054	
Cr	2068,2100	1,034	289,3410	51,668	113,5414	20,275	
Mn	478,6000	0,368	439,5025	1,046	224,0689	0,533	
Co	52,9520	0,353	0,9587	0,959	0,5807	0,581	
Ni	1446,2400	0,723	9,2876	2,654	8,4555	2,416	
Cu	13,6900	1,369	4,6215	0,462	7,9722	0,797	
Zn	29,8300	0,648	24,4224	0,626	16,4624	0,422	
Ga	0,1820	0,083	8,5669	0,476	7,4329	0,413	
Ge	0,0260	0,020	0,7344	0,167	0,7182	0,163	
As	0,0015	0,001	0,0909	0,057	0,0913	0,057	
Rb	0,8750	1,250	177,9041	0,988	216,0730	1,200	
Sr	10,4700	1,496	27,5414	0,184	4,8627	0,032	
Y	1,2400	0,620	66,9709	1,339	52,9655	1,059	
Zr	4,4800	0,104	105,9141	0,588	66,6711	0,370	
Nb	0,3900	0,030	66,8029	3,181	65,7849	3,133	
Mo	0,2900	0,967	0,9047	0,603	1,4116	0,941	
Cd	0,0200	0,400	0,1583	0,931	0,1419	0,835	
In	0,0086	0,860	0,1253	0,570	0,0805	0,366	
Sn	1,1180	2,236	7,0637	2,355	7,0052	2,335	
Sb	0,1300	0,650	0,0510	0,255	0,0907	0,454	
Te	0,0270	27,000	0,1373	137,300	0,1394	139,400	
I			0,2538	0,508	0,1910	0,382	
Cs	0,1990	1,990	0,8864	0,177	0,4747	0,095	
Ba	6,3400	7,925	39,2349	0,052	39,8445	0,053	
La	1,0400		8,9424		7,4038		
Ce	2,3000		22,9484		18,1062		

09-19		09-17		09-12-3	
Лейкогранит		Лейкосома		Лейкосома	
Сандибейский		Сандибейский		Сандибейский	
3,2141	0,087	0,4586	0,012	1,2113	0,033
2,2128	0,615	1,6846	0,468	1,2125	0,337
5,1629	1,033	4,6765	0,935	4,2730	0,855
2656,9341	1,661	1009,7089	0,631	2432,0021	1,520
34,3361	0,904	13,2943	0,350	20,8101	0,548
250,0606	44,654	333,2313	59,506	324,0383	57,864
419,8959	1,000	318,1291	0,757	304,6899	0,725
6,9823	6,982	2,4728	2,473	5,3786	5,379
20,4923	5,855	12,8267	3,665	27,2582	7,788
8,7034	0,870	13,8918	1,389	10,5250	1,053
51,5751	1,322	32,5999	0,836	66,1787	1,697
23,1443	1,286	15,8433	0,880	31,3774	1,743
1,2810	0,291	0,9979	0,227	1,7847	0,406
0,3516	0,220	0,1129	0,071	0,2681	0,168
141,5719	0,787	61,7731	0,343	103,4425	0,575
301,6954	2,011	97,2701	0,648	120,7321	0,805
21,5967	0,432	33,9789	0,680	61,8179	1,236
55,4549	0,308	98,1287	0,545	188,2850	1,046
16,8962	0,805	19,2514	0,917	21,6357	1,030
0,9679	0,645	3,3812	2,254	1,1660	0,777
0,1396	0,821	0,1461	0,859	0,2119	1,246
0,0368	0,167	0,0477	0,217	0,0661	0,300
3,3307	1,110	5,1013	1,700	2,5843	0,861
0,4730	2,365	0,0507	0,254	0,1233	0,617
0,1269	126,900	0,1237	123,700	0,1327	132,700
0,2186	0,437	0,2106	0,421	0,2527	0,505
2,5037	0,501	0,6832	0,137	1,0769	0,215
723,0900	0,964	533,6067	0,711	1048,8274	1,398
30,0801		45,2017		70,0578	
68,5002		98,6745		151,3355	

Проба/ Элемент	07-37-1		09-18		09-16	
Порода	Серпентинит		Гранит		Гранит	
Комплекс	Минисейский		Сандибейский		Сандибейский	
Pr	0,2900		3,2609		2,2689	
Nd	1,4300		14,7555		10,9311	
Sm	0,2770		5,1348		4,0320	
Eu	0,0510		0,0744		0,0503	
Gd	0,2500		7,3497		5,5187	
Tb	0,0380		1,3546		1,1103	
Dy	0,2190		9,9159		8,1847	
Ho	0,0460		2,3490		2,1346	
Er	0,1310		7,2796		6,8566	
Tm	0,0200		1,2742		1,0939	
Yb	0,1460		8,2484		7,5499	
Lu	0,0230		1,2428		1,2378	
Hf	1,3330	2,898	5,1809	1,328	4,7083	1,207
Ta	0,0229	0,056	1,3882	0,386	3,2057	0,890
W	0,3748	1,249	0,5281	0,240	0,5983	0,272
Hg	0,0630	9,000	0,0694	1,157	0,0754	1,257
Tl	0,0430	0,287	1,0785	0,568	1,1729	0,617
Pb	0,4510	0,980	46,1220	2,427	54,0068	2,842
Bi	0,0340	7,391	0,2335	23,350	0,2615	26,150
Th	0,2242	56,050	38,1298	2,118	27,2639	1,515
U	0,0500	35,714	6,5052	1,668	9,2215	2,364
Eu/Eu*	0,59		0,04		0,03	
La/Yb	4,81		0,73		0,66	
Th/Ta	9,79		27,47		8,50	
Nb/Y	0,31		1,00		1,24	
Th/U	4,48		5,86		2,96	
Rb/Sr	0,08		6,46		44,43	
Zr/Hf	3,36		20,44		14,16	
∑TR	6,26		94,13		76,48	
∑TR+Y	7,50		161,10		129,44	

09-19		09-17		09-12-3	
Лейкогранит		Лейкосома		Лейкосома	
Сандибейский		Сандибейский		Сандибейский	
7,4698		13,1839		18,1083	
27,5999		51,9030		72,7293	
5,5159		11,0375		15,9323	
1,1986		0,8944		2,2943	
4,9018		8,7201		15,3382	
0,6629		1,1787		2,4756	
3,5864		6,2807		14,4546	
0,7485		1,2355		2,7099	
2,1284		3,7157		6,8607	
0,3049		0,5839		0,8481	
1,9720		4,1240		4,9031	
0,2936		0,6850		0,6578	
1,7532	0,450	3,8428	0,985	5,0257	1,289
1,4067	0,391	1,4944	0,415	0,5386	0,150
0,5047	0,229	0,4270	0,194	0,5901	0,268
0,0715	1,192	0,0709	1,182	0,0729	1,215
0,5797	0,305	0,3400	0,179	0,7374	0,388
24,0189	1,264	14,2686	0,751	31,8143	1,674
0,1239	12,390	0,0803	8,030	0,1552	15,520
13,4078	0,745	22,6903	1,261	19,6358	1,091
2,6156	0,671	8,9682	2,300	5,0273	1,289
0,70		0,28		0,45	
10,30		7,40		9,64	
9,53		15,18		36,46	
0,78		0,57		0,35	
5,13		2,53		3,91	
0,47		0,64		0,86	
31,63		25,54		37,46	
154,96		247,42		378,71	
176,56		281,40		440,52	

Проба/ Элемент	11-51-8		08-212		09-4-5		
Порода	Гранит		Гранит биотитовый		Пегматит		
Комплекс	Сандибейский		Сандибейский		Сандибейский		
Li	11,0382	0,298	0,9744	0,026	0,6314	0,017	
Be	0,9976	0,277	2,4663	0,685	1,1523	0,320	
Sc	2,6694	0,534	4,8948	0,979	2,3486	0,470	
Ti	1185,0973	0,741	826,3709	0,516	964,7276	0,603	
V	3,7798	0,099	3,1877	0,084	18,7033	0,492	
Cr	2,6563	0,474	1,9465	0,348	11,0922	1,981	
Mn	194,2894	0,463	138,5141	0,330	149,3928	0,356	
Co	1,1734	1,173	0,8742	0,874	2,6677	2,668	
Ni	2,8315	0,809	1,5770	0,451	5,5588	1,588	
Cu	7,0754	0,708	2,8243	0,282	3,5508	0,355	
Zn	21,1787	0,543	14,6780	0,376	14,6404	0,375	
Ga	18,2434	1,014	17,4328	0,968	15,3745	0,854	
Ge	1,4955	0,340	1,5099	0,343	1,3580	0,309	
As			0,0761	0,048	0,2579	0,161	
Rb	115,0105	0,639	87,1499	0,484	15,7133	0,087	
Sr	7,2562	0,048	49,0810	0,327	236,7858	1,579	
Y	12,7555	0,255	41,4178	0,828	9,9220	0,198	
Zr	57,6867	0,320	166,2881	0,924	159,7520	0,888	
Nb	7,3905	0,352	35,8145	1,705	2,5614	0,122	
Mo	0,2199	0,147	0,8578	0,572	0,7485	0,499	
Cd	0,1037	0,610	0,1610	0,947	0,1505	0,885	
In			0,0836	0,380	0,0130	0,059	
Sn	1,1181	0,373	4,0437	1,348	0,5862	0,195	
Sb	0,2066	1,033	0,0284	0,142	0,2915	1,458	
Te			0,2397	239,700	0,0610	61,000	
I			0,2192	0,438	0,5617	1,123	
Cs	1,5157	0,303	0,3694	0,074	0,2644	0,053	
Ba	176,6482	0,236	452,9939	0,604	411,2314	0,548	
La	36,2609		38,3227		47,2844		
Ce	88,3816		84,0947		91,6409		

09-14		07-47-1		07-к1	
Гранитогнейс		Гранитогнейс		Микрогранит	
Сандибейский		Сандибейский		Сандибейский	
2,2177	0,060	2,2023	0,060	1,5317	0,041
1,3998	0,389	1,6139	0,448	2,2695	0,630
12,1543	2,431	1,8368	0,367	5,2034	1,041
3721,9507	2,326	1338,9188	0,837	1686,2842	1,054
83,4785	2,197	2,1811	0,057	20,2392	0,533
357,7555	63,885	2,3371	0,417	139,6397	24,936
650,3200	1,548	416,6823	0,992	324,2076	0,772
14,5237	14,524	0,3267	0,327	5,4007	5,401
45,4169	12,976	0,9257	0,264	10,1522	2,901
24,0808	2,408	3,4302	0,343	6,2380	0,624
52,9063	1,357	65,2116	1,672	34,5115	0,885
13,4045	0,745	13,0399	0,724	28,3758	1,576
2,1604	0,491	0,6204	0,141	2,7087	0,616
0,4366	0,273	0,0426	0,027	0,1656	0,104
121,4704	0,675	81,9981	0,456	166,2305	0,924
74,3181	0,495	10,9648	0,073	229,8739	1,532
42,0677	0,841	80,2210	1,604	16,8504	0,337
53,1945	0,296	432,4009	2,402	190,5860	1,059
15,3184	0,729	32,3084	1,538	7,4376	0,354
1,7193	1,146	0,1634	0,109	0,3942	0,263
0,2143	1,261	0,5738	3,375	0,2453	1,443
0,0650	0,296	0,1791	0,814	0,0299	0,136
2,1162	0,705	5,7750	1,925	2,3800	0,793
0,2062	1,031	0,1253	0,627	0,1249	0,625
0,1367	136,706	0,0318	31,800	0,0358	35,800
0,2510	0,502	2,5273	5,055	0,4003	0,801
5,6076	1,122	0,2566	0,051	2,5434	0,509
400,7993	0,534	437,6676	0,584	1434,7952	1,913
50,5806		46,6076		53,9769	
85,4725		90,6234		101,7634	

Проба/ Элемент	11-51-8		08-212		09-4-5	
Порода	Гранит		Гранит биотитовый		Пегматит	
Комплекс	Сандибейский		Сандибейский		Сандибейский	
Pr	12,0949		10,3221		9,4951	
Nd	47,7454		39,2007		32,4415	
Sm	9,4204		7,6353		4,7621	
Eu	0,5703		0,5811		0,8209	
Gd	8,1034		7,5905		3,8572	
Tb	0,8709		1,1388		0,4410	
Dy	4,0246		6,5696		1,9520	
Ho	0,6342		1,4374		0,3426	
Er	1,4754		4,2473		0,8853	
Tm	0,1870		0,6674		0,1173	
Yb	1,1755		4,7622		0,7931	
Lu	0,1631		0,8011		0,1360	
Hf	2,1443	0,550	6,7039	1,719	4,2007	1,077
Ta	0,5268	0,146	1,5767	0,438	0,0965	0,027
W	0,6626	0,301	0,1832	0,083	0,3052	0,139
Hg			0,0159	0,265	0,0356	0,593
Tl	0,6588	0,347	0,4838	0,255	0,0927	0,049
Pb	25,1077	1,321	10,8226	0,570	14,1295	0,744
Bi	0,0761	7,612	0,0524	5,240	0,0222	2,220
Th	2,8965	0,161	12,0836	0,671	26,3067	1,461
U	2,9528	0,757	1,8257	0,468	1,2030	0,308
Eu/Eu*	0,20		0,23		0,59	
La/Yb	20,82		5,43		40,24	
Th/Ta	5,50		7,66		272,61	
Nb/Y	0,58		0,86		0,26	
Th/U	0,98		6,62		21,87	
Rb/Sr	15,85		1,78		0,07	
Zr/Hf	26,90		24,80		38,03	
∑TR	211,11		207,37		194,97	
∑TR+Y	223,86		248,79		204,89	

09-14		07-47-1		07-к1	
Гранитогнейс		Гранитогнейс		Микрогранит	
Сандибейский		Сандибейский		Сандибейский	
12,5801		9,5902		10,5653	
49,3658		39,3860		34,6282	
9,6731		9,3689		5,4320	
2,0032		1,8461		1,9281	
8,9114		10,1441		3,8130	
1,2203		1,8276		0,5158	
6,7848		12,9757		2,6656	
1,4168		2,9373		0,5410	
3,7593		7,8823		1,5070	
0,5544		1,1932		0,2331	
3,9290		7,5615		1,6345	
0,6556		1,0874		0,2621	
1,5590	0,400	10,2273	2,622	4,6870	1,202
0,9539	0,265	1,8383	0,511	0,7235	0,201
0,8740	0,397	0,2960	0,135	0,2986	0,136
0,0807	1,345	0,0268	0,447	0,0283	0,472
1,6203	0,853	0,3205	0,169	0,8719	0,459
69,1369	3,639	30,1859	1,589	31,5439	1,660
0,3528	35,283	0,2144	21,440	0,0453	4,530
7,3373	0,408	8,9353	0,496	22,0353	1,224
19,7159	5,055	1,1899	0,305	4,7662	1,222
0,66		0,58		1,30	
8,69		4,16		22,29	
7,69		4,86		30,46	
0,36		0,40		0,44	
0,37		7,51		4,62	
1,63		7,48		0,72	
34,12		42,28		40,66	
236,91		243,03		219,47	
278,97		323,25		236,32	

Проба/ Элемент	08-8(1)		08-8(2)		08-18-3		
Порода	Долерит		Долерит		Аплит		
Комплекс	Немурюганские субвулканические		Немурюганские субвулканические		Харбей-собский		
Li	2,0937	0,140	1,4784	0,099	0,6272	0,017	
Be	1,1634	2,078	1,4729	2,630	1,9561	0,543	
Sc	40,1855	1,340	40,3439	1,345	9,5624	1,912	
Ti	15595,0080	1,457	13829,3068	1,292	959,7470	0,600	
V	422,6561	1,761	395,6339	1,648	53,9392	1,419	
Cr	128,2232	0,712	133,2266	0,740	9,3205	1,664	
Mn	1744,1575	1,026	1697,9606	0,999	298,6239	0,711	
Co	46,5243	0,969	39,9512	0,832	6,9285	6,929	
Ni	72,8046	0,520	57,7718	0,413	11,2861	3,225	
Cu	22,4364	0,244	23,4099	0,254	6,2187	0,622	
Zn	153,3767	1,394	127,6314	1,160	14,9312	0,383	
Ga	9,3605	0,585	8,6459	0,540	8,8685	0,493	
Ge	10,4176	7,441	9,3984	6,713	2,6498	0,602	
As	1,1077	0,554	1,5220	0,761	1,1434	0,715	
Rb	0,9904	0,027	1,5621	0,042	13,8532	0,077	
Sr	191,4833	0,416	188,6583	0,410	307,5797	2,051	
Y	53,4020	2,322	54,5593	2,372	13,6375	0,273	
Zr	30,0961	0,232	43,8898	0,338	69,0699	0,384	
Nb	5,1879	0,273	4,7418	0,250	2,4794	0,118	
Mo	0,9326	0,666	2,4463	1,747	1,0038	0,669	
Cd	0,3153	1,659	0,2009	1,057	0,1172	0,689	
In	0,1680	0,840	0,1155	0,578	0,0190	0,086	
Sn	1,0627	0,266	1,9837	0,496	1,0101	0,337	
Sb	0,3213	0,945	0,5677	1,670	0,5206	2,603	
Te	0,2687	268,700	0,0135	13,500	0,0150	15,000	
I	0,1683	0,337	0,4009	0,802	0,4443	0,889	
Cs	0,0666	0,067	0,0537	0,054	2,4150	0,483	
Ba	10,4901	0,036	8,4247	0,029	103,6667	0,138	
La	12,2027		5,9245		26,5702		
Ce	31,6776		18,7202		53,8670		

08-17		08-820		09-23	
Гранодиорит		Гранит биотитовый		Гранит микроклиновый	
Харбей-собский		Сядатаяхинский		Сядатаяхинский	
1,6571	0,045	0,2263	0,006	0,1274	0,003
1,7341	0,482	3,1914	0,887	0,5821	0,162
5,1736	1,035	3,5934	0,719	1,6477	0,330
1969,1983	1,231	312,2036	0,195	642,0852	0,401
20,2173	0,532	1,7621	0,046	10,7603	0,283
6,3682	1,137	2,5673	0,458	221,4675	39,548
646,7397	1,540	104,7785	0,249	141,6382	0,337
3,8529	3,853	0,3045	0,305	1,7879	1,788
6,2487	1,785	1,3887	0,397	25,7233	7,350
2,4827	0,248	1,3323	0,133	12,3648	1,236
44,3582	1,137	7,5955	0,195	18,2505	0,468
24,1148	1,340	7,3561	0,409	10,8500	0,603
3,5964	0,817	0,8812	0,200	1,1055	0,251
0,0529	0,033	0,1590	0,099	1,0283	0,643
102,2795	0,568	144,4630	0,803	279,4733	1,553
429,7961	2,865	18,8428	0,126	42,8460	0,286
16,5151	0,330	37,4856	0,750	65,9251	1,319
96,1316	0,534	75,6792	0,420	187,6171	1,042
10,5795	0,504	27,1803	1,294	47,8192	2,277
0,5366	0,358	0,6049	0,403	0,9416	0,628
0,2727	1,604	0,1310	0,771	0,1751	1,030
0,0485	0,220	0,0188	0,085	0,0937	0,426
0,9766	0,326	1,0000	0,333	6,9927	2,331
0,0639	0,320	1,1124	5,562	0,0985	0,493
0,2845	284,500	0,1815	181,500	0,1424	142,400
0,1736	0,347	0,2372	0,474	0,2635	0,527
1,5215	0,304	1,2139	0,243	0,2853	0,057
1053,6180	1,405	77,5089	0,103	140,7720	0,188
33,6578		5,0786		9,8161	
64,1012		12,0713		27,1489	

Проба/ Элемент	08-8(1)		08-8(2)		08-18-3	
Порода	Долерит		Долерит		Аплит	
Комплекс	Немурюганские субвулканические		Немурюганские субвулканические		Харбей-собский	
Pr	4,6983		2,8770		5,6643	
Nd	22,5074		14,3085		18,7677	
Sm	6,8917		4,5975		3,0574	
Eu	1,8555		1,5494		0,4459	
Gd	7,9035		5,9586		2,7943	
Tb	1,4888		1,1840		0,4041	
Dy	9,9869		8,0539		2,2348	
Ho	2,1501		1,7807		0,4761	
Er	5,9039		5,0760		1,2081	
Tm	0,8500		0,7905		0,1847	
Yb	5,2973		4,9028		1,1956	
Lu	0,7810		0,7442		0,2522	
Hf	1,5869	0,610	1,6627	0,640	2,4154	0,619
Ta	0,4217	0,570	0,3363	0,454	0,2959	0,082
W	0,4081	0,510	0,8525	1,066	0,1733	0,079
Hg	0,1238	1,769	0,0684	0,977	0,0115	0,192
Tl	0,0264	0,001	0,0158	0,001	0,0787	0,041
Pb	2,5797	0,430	2,5779	0,430	32,9935	1,737
Bi	0,0282	4,029	0,0311	4,443	0,0546	5,460
Th	0,3969	0,124	0,4308	0,135	21,9453	1,219
U	0,2140	0,268	0,1295	0,162	5,0854	1,304
Eu/Eu*	0,77		0,91		0,47	
La/Yb	1,55		0,82		15,00	
Th/Ta	0,94		1,28		74,16	
Nb/Y	0,10		0,09		0,18	
Th/U	1,85		3,33		4,32	
Rb/Sr	0,01		0,01		0,05	
Zr/Hf	18,97		26,40		28,60	
∑TR	114,19		76,47		117,12	
∑TR+Y	167,60		131,03		130,76	

08-17		08-820		09-23	
Гранодиорит		Гранит биотитовый		Гранит микроклиновый	
Харбей-собский		Сядатаяхинский		Сядатаяхинский	
7,0520		1,6096		3,9515	
25,7123		6,4471		16,2819	
4,1481		1,6200		5,5401	
1,3477		0,0860		0,1104	
3,8661		1,7921		7,5905	
0,5488		0,4221		1,5459	
2,8783		3,4198		10,6661	
0,6011		0,9049		2,4131	
1,7263		3,1487		7,0969	
0,2621		0,5475		1,1182	
1,6943		4,2282		6,7535	
0,2797		0,6867		0,8877	
2,7316	0,700	4,1585	1,066	10,3630	2,657
0,6449	0,179	2,4540	0,682	1,7999	0,500
0,9976	0,453	0,1862	0,085	0,4392	0,200
0,1561	2,602	0,0210	0,350	0,0777	1,295
0,4632	0,244	0,8267	0,435	0,9015	0,474
15,2428	0,802	14,5166	0,764	37,9827	1,999
0,0416	4,160	0,0287	2,870	0,2062	20,620
13,335	0,741	23,5091	1,306	95,2610	5,292
2,1757	0,558	3,3532	0,860	7,5502	1,936
1,03		0,15		0,05	
13,41		0,81		0,98	
20,68		9,58		52,93	
0,64		0,73		0,73	
6,13		7,01		12,62	
0,24		7,67		6,52	
35,19		18,20		18,10	
147,88		42,06		100,92	
164,39		79,55		166,85	

Проба/ Элемент	08-9 (1)		09-255-1		08-23		
Порода	Гранит микроклиновый		Гранит микроклиновый		Гранитогнейс		
Комплекс	Сядатаяхинский		Сядатаяхинский		Сядатаяхинский		
Li	1,1704	0,032	0,2155	0,006	2,3609	0,064	
Be	2,0195	0,561	4,3048	1,196	2,5549	0,710	
Sc	2,8813	0,576	1,3256	0,265	3,0081	0,602	
Ti	185,6458	0,116	388,5203	0,243	608,0852	0,380	
V	1,4798	0,039	2,4605	0,065	3,2438	0,085	
Cr	2,6257	0,469	5,2885	0,944	1,8669	0,333	
Mn	235,0463	0,560	122,0443	0,291	165,7799	0,395	
Co	0,3351	0,335	1,1192	1,119	0,7147	0,715	
Ni	1,6052	0,459	3,2744	0,936	1,3353	0,382	
Cu	1,0171	0,102	2,4845	0,248	1,5715	0,157	
Zn	23,1067	0,592	9,7265	0,249	17,6431	0,452	
Ga	8,1594	0,453	13,0125	0,723	14,7389	0,819	
Ge	1,6346	0,372	1,9274	0,438	1,2025	0,273	
As	0,5288	0,331	0,4046	0,253	0,1314	0,082	
Rb	222,3671	1,235	163,9980	0,911	183,0749	1,017	
Sr	8,3678	0,056	12,9636	0,086	32,4144	0,216	
Y	22,5314	0,451	39,7175	0,794	9,5774	0,192	
Zr	70,1354	0,390	175,1379	0,973	63,9760	0,355	
Nb	16,4041	0,781	42,4763	2,023	14,0577	0,669	
Mo	0,5302	0,353	0,5850	0,390	0,2028	0,135	
Cd	0,2386	1,404	0,2002	1,178	0,0796	0,468	
In	0,0752	0,342	0,0635	0,289	0,0392	0,178	
Sn	2,5309	0,844	8,0874	2,696	2,5077	0,836	
Sb	0,0545	0,273	0,0500	0,250	0,0544	0,272	
Te	0,3319	331,900	0,1700	170,000	0,1047	104,700	
I	0,1763	0,353	0,2360	0,472	0,1837	0,367	
Cs	4,2762	0,855	0,6226	0,125	2,1782	0,436	
Ba	41,9664	0,056	157,1292	0,210	373,9354	0,499	
La	8,3956		9,2603		8,4768		
Ce	21,5190		28,2444		19,0438		

08-802		08-9 (2)		08-239	
Гранитогнейс		Гранит микроклиновый		Гранит биотитовый	
Сядатаяхинский		Сядатаяхинский		Сядатаяхинский	
1,0405	0,028	0,8815	0,024	0,5013	0,014
1,7307	0,481	1,6439	0,457	1,5585	0,433
3,3411	0,668	2,1667	0,433	2,0940	0,419
768,2970	0,480	137,5963	0,086	516,7790	0,323
4,5412	0,120	8,3548	0,220	2,2963	0,060
2,4946	0,445	18,2837	3,265	3,0692	0,548
116,2438	0,277	253,1271	0,603	89,0408	0,212
0,8961	0,896	2,2669	2,267	0,4677	0,468
1,5717	0,449	6,9566	1,988	2,5465	0,728
1,4257	0,143	3,7604	0,376	2,0584	0,206
12,9128	0,331	15,6404	0,401	8,7829	0,225
12,6992	0,706	8,0201	0,446	16,2007	0,900
1,0366	0,236	3,5167	0,799	1,5350	0,349
0,0566	0,035	0,3577	0,224	0,0664	0,042
154,2662	0,857	224,3051	1,246	96,5463	0,536
30,7241	0,205	8,4983	0,057	54,0122	0,360
22,1962	0,444	14,1457	0,283	7,9832	0,160
76,9520	0,428	57,0288	0,317	69,0905	0,384
15,0689	0,718	10,6398	0,507	12,6349	0,602
0,8777	0,585	18,5841	12,389	0,5685	0,379
0,1279	0,752	0,1830	1,076	0,2344	1,379
0,0269	0,122	0,0340	0,154	0,0203	0,092
2,2734	0,758	3,5791	1,193	0,4908	0,164
0,0225	0,113	0,1252	0,626	0,0498	0,249
0,1236	123,600	0,0295	29,545	0,3082	308,200
0,2400	0,480	0,4168	0,834	0,1763	0,353
1,5964	0,319	3,1782	0,636	0,5530	0,111
317,0718	0,423	42,7314	0,057	607,0063	0,809
26,6670		4,3897		12,1822	
54,7982		12,1831		26,1669	

Проба/ Элемент	08-9 (1)		09-255-1		08-23	
Порода	Гранит микроклиновый		Гранит микроклиновый		Гранитогнейс	
Комплекс	Сядатаяхинский		Сядатаяхинский		Сядатаяхинский	
Pr	2,9387		3,9071		2,3675	
Nd	12,0678		16,5875		8,3311	
Sm	3,0766		4,8023		1,7531	
Eu	0,1167		0,1877		0,4370	
Gd	2,9254		4,0208		1,7590	
Tb	0,5356		0,8120		0,2771	
Dy	3,5391		5,9906		1,7906	
Ho	0,8399		1,4653		0,3922	
Er	2,6004		4,6508		1,1945	
Tm	0,4379		0,8790		0,1979	
Yb	3,1455		5,7944		1,4615	
Lu	0,4995		0,8590		0,2574	
Hf	4,0282	1,033	6,4636	1,703	2,4231	0,624
Ta	1,8038	0,501	3,5142	0,976	0,8033	0,223
W	0,4032	0,183	0,2482	0,113	0,3534	0,161
Hg	0,1357	2,262	0,0621	1,035	0,0266	0,443
Tl	1,2163	0,640	0,6976	0,367	0,9721	0,512
Pb	24,8793	1,309	19,7257	1,038	14,9611	0,787
Bi	0,1038	10,380	0,0598	5,980	0,7005	70,050
Th	32,0426	1,780	18,6792	1,038	6,9528	0,386
U	2,5668	0,658	3,1968	0,820	1,0325	0,265
Eu/Eu*	0,12		0,13		0,76	
La/Yb	1,80		1,08		3,91	
Th/Ta	17,76		5,32		8,66	
Nb/Y	0,73		1,07		1,47	
Th/U	12,48		5,84		6,73	
Rb/Sr	26,57		12,65		5,65	
Zr/Hf	17,41		26,36		26,30	
∑TR	62,64		87,46		47,74	
∑TR+Y	85,17		127,18		57,32	

08-802		08-9 (2)		08-239	
Гранитогнейс		Гранит микроклиновый		Гранит биотитовый	
Сядатаяхинский		Сядатаяхинский		Сядатаяхинский	
4,9405		1,2511		2,8706	
16,5789		5,0188		10,3292	
2,6994		1,3589		1,9303	
0,3901		0,0973		0,6412	
2,8397		1,3349		1,9199	
0,5021		0,2351		0,3089	
3,2089		1,6715		1,6094	
0,7489		0,4260		0,3331	
2,2375		1,3302		1,0009	
0,3429		0,2559		0,1561	
2,1252		1,9491		1,0305	
0,3152		0,3611		0,1709	
2,7808	0,713	3,2718	0,839	2,9638	0,760
1,1209	0,311	1,1752	0,326	1,1856	0,329
0,2148	0,098	0,8869	0,403	0,1445	0,066
0,0248	0,413	0,0640	1,066	0,1187	1,978
0,8417	0,443	1,3104	0,690	0,4561	0,240
13,6495	0,718	16,8859	0,889	19,1410	1,007
0,0478	4,780	0,1551	15,512	0,0299	2,990
13,5499	0,753	18,9468	1,053	11,1808	0,621
1,8626	0,478	1,8032	0,462	1,8233	0,468
0,43		0,22		1,02	
8,47		1,52		7,98	
12,09		16,12		9,43	
0,68		0,75		1,58	
7,27		10,51		6,13	
5,02		26,39		1,79	
27,67		17,43		23,31	
118,39		31,86		60,65	
140,59		46,01		68,63	

Проба/ Элемент	08-15-1		09-22		11-1101		
Порода	Гранит		Перидотит		Гарцбургит		
Комплекс	Сядатаяхинский		Хартманюшорский		Хартманюшорский		
Li	0,9262	0,025	0,0468	0,062	0,6051	0,807	
Be	1,7780	0,494	0,2689	13,445	0,1648	8,240	
Sc	2,9714	0,594	6,4704	0,539	8,7996	0,733	
Ti	634,8939	0,397	1931,9522	1,207	1708,1817	1,068	
V	6,6281	0,174	55,2626	1,316	47,8468	1,139	
Cr	5,3880	0,962	2817,5196	1,409	1017,2625	0,509	
Mn	281,2527	0,670	1275,3899	0,981	919,4953	0,707	
Co	1,2584	1,258	98,5091	0,657	120,8644	0,806	
Ni	9,0831	2,595	1488,0825	0,744	1012,4845	0,506	
Cu	3,4729	0,347	18,9869	1,899	49,1618	4,916	
Zn	19,2868	0,495	98,9125	2,150	91,0630	1,980	
Ga	19,1003	1,061	3,3232	1,511	6,7194	3,054	
Ge	2,0266	0,461	3,9748	3,058	1,1924	0,917	
As	0,0514	0,032	0,2173	0,167			
Rb	146,1069	0,812	0,8044	1,149	0,4524	0,646	
Sr	42,8543	0,286	42,9702	6,139	52,2961	7,471	
Y	12,4384	0,249	7,2898	3,645	3,9197	1,960	
Zr	58,3949	0,324	6,0078	0,140	3,9693	0,092	
Nb	9,0455	0,431	3,9400	0,303	1,5184	0,117	
Mo	0,4280	0,285	0,5299	1,766	3,2432	10,811	
Cd	0,2237	1,316	0,1266	2,532	0,0178	0,357	
In	0,0354	0,161	0,0330	3,300			
Sn	1,1158	0,372	0,6897	1,379	0,5754	1,151	
Sb	0,0620	0,310	0,0803	0,402	0,2164	1,082	
Te	0,3161	316,100	0,1163	116,300	0,0514	51,391	
I	0,1856	0,371	0,1933	0,644			
Cs	1,2094	0,242	0,0483	0,483	0,0401	0,401	
Ba	733,9032	0,979	28,5706	35,713	6,7346	8,418	
La	13,5199		6,4993		2,9961		
Ce	28,7576		14,9203		7,6182		

08-656		08-659-4		08-810	
Гарцбургит		Габбро		Габбро	
Раизско-войкарский		Кэршорский		Кэршорский	
0,0905	0,121	0,3872	0,026	1,1186	0,075
0,0526	2,631	0,3237	0,578	0,3690	0,659
6,3294	0,527	37,1272	1,238	39,8629	1,329
111,5831	0,070	6091,1800	0,569	3462,4300	0,324
28,6128	0,681	214,7300	0,895	298,3820	1,243
2475,0303	1,238	340,3550	1,891	24,5767	0,137
616,9409	0,475	1025,9800	0,604	1949,9400	1,147
66,6086	0,444	35,6254	0,742	30,3161	0,632
1375,8201	0,688	117,4910	0,839	12,6826	0,091
3,8182	0,382	44,9580	0,489	60,5047	0,658
19,4059	0,422	47,8987	0,435	116,4680	1,059
0,3887	0,177	6,6990	0,419	8,0592	0,504
5,1994	4,000	3,4661	2,476	3,6905	2,636
0,0414	0,032	0,0657	0,033	0,2948	0,147
0,6451	0,922	1,7011	0,046	7,1152	0,192
6,4521	0,922	170,9110	0,372	384,1600	0,835
0,8465	0,423	24,8598	1,081	21,6961	0,943
0,8798	0,020	28,2123	0,217	9,9408	0,076
0,1236	0,010	1,9911	0,105	0,7199	0,038
0,1625	0,542	0,2931	0,209	0,3763	0,269
0,0387	0,773	0,0924	0,486	0,2662	1,401
0,0053	0,531	0,0541	0,271	0,0848	0,424
0,0985	0,197	0,7255	0,181	0,6973	0,174
0,0240	0,120	0,0658	0,194	0,0871	0,256
0,0250	25,001	0,0839	83,900	0,1193	119,300
0,2094	0,698	0,4612	0,922	0,1882	0,376
0,0253	0,253	0,0660	0,066	0,1015	0,102
2,4955	3,119	33,9772	0,117	33,7371	0,116
1,3062		2,9748		3,5031	
1,2214		8,4323		9,0481	

Проба/ Элемент	08-15-1		09-22		11-1101	
Порода	Гранит		Перидотит		Гарцбургит	
Комплекс	Сядатаяхинский		Хартманюшорский		Хартманюшорский	
Pr	2,9310		1,8154		1,0192	
Nd	10,4794		7,6407		4,2868	
Sm	2,0251		1,6974		0,9341	
Eu	0,6803		0,3160		0,2869	
Gd	2,0714		1,5498		0,9647	
Tb	0,3464		0,2188		0,1340	
Dy	2,0869		1,1751		0,8134	
Ho	0,4632		0,2339		0,1714	
Er	1,4422		0,6134		0,4748	
Tm	0,2363		0,0974		0,0658	
Yb	1,6454		0,6316		0,4444	
Lu	0,2797		0,1047		0,0692	
Hf	2,3525	0,603	0,2135	0,464	0,1666	0,362
Ta	1,1238	0,312	0,1793	0,437	0,1107	0,270
W	0,2934	0,133	0,3718	1,239	0,6673	2,224
Hg	0,1204	2,007	0,0708	10,114		
Tl	0,6412	0,337	0,0351	0,234	0,0050	0,033
Pb	13,6048	0,716	1,1401	2,478	27,5640	59,922
Bi	0,0518	5,180	0,0059	1,283	0,0254	5,512
Th	10,6575	0,592	0,5988	149,700	0,3355	83,875
U	1,7092	0,438	0,2073	148,071	0,1136	81,142
Eu/Eu*	1,02		0,60		0,92	
La/Yb	5,55		6,95		4,55	
Th/Ta	9,48		3,34		3,03	
Nb/Y	0,73		0,54		0,39	
Th/U	6,24		2,89		2,95	
Rb/Sr	3,41		0,02		0,01	
Zr/Hf	24,82		28,14		23,82	
∑TR	66,96		37,51		20,28	
∑TR+Y	79,40		44,80		24,20	

08-656		08-659-4		08-810	
Гарцбургит		Габбро		Габбро	
Раизско-войкарский		Кэршорский		Кэршорский	
1,0839		1,2736		1,3090	
0,9705		6,5403		6,1460	
0,7727		2,2621		1,9298	
0,5038		0,8211		0,6912	
0,6501		2,9403		2,5275	
0,6026		0,5513		0,4565	
0,5600		4,0669		3,1263	
0,5311		0,8933		0,7231	
0,5132		2,4121		2,0284	
0,5528		0,3635		0,3213	
0,5569		2,2112		2,2755	
0,6143		0,3368		0,3773	
0,0418	0,091	1,0350	0,398	0,5494	0,211
0,0147	0,036	0,1302	0,176	0,0448	0,061
0,0440	0,147	0,1244	0,156	0,1831	0,229
0,1608	22,976	0,0558	0,797	0,0687	0,981
0,0054	0,036	0,0186	0,001	0,0611	0,003
0,7756	1,686	0,4097	0,068	2,1244	0,354
0,0174	3,776	0,0023	0,329	0,0113	1,614
0,1626	40,655	0,1918	0,060	0,1604	0,050
0,0947	67,642	0,0693	0,087	0,0554	0,069
0,71		0,974		0,96	
2,34		0,908		1,04	
11,08		1,473		3,58	
0,15		0,08		0,03	
1,72		2,768		2,9	
0,10		0,01		0,02	
21,04		27,26		18,1	
0,56		36,08		34,5	
1,41		60,94		56,2	

Проба/ Элемент	11-79		08-22		08-808-3		
Порода	Габбро		Габбро		Габбродиорит		
Комплекс	Кэршорский		Халатальбейский		Собский		
Li	5,8256	0,388	1,1837	0,079	0,5118	0,034	
Be	0,5916	1,056	0,8122	1,450	1,8300	3,268	
Sc	14,5211	0,484	40,9484	1,365	29,0528	0,968	
Ti	1521,7172	0,142	1523,6790	0,142	2465,6416	0,230	
V	142,5305	0,594	145,7036	0,607	180,4043	0,752	
Cr	10,8675	0,060	179,1231	0,995	23,5887	0,131	
Mn	612,2668	0,360	1341,5923	0,789	1432,4254	0,843	
Co	15,3647	0,320	38,8234	0,809	21,7487	0,453	
Ni	8,1126	0,058	44,8213	0,320	26,6553	0,190	
Cu	35,3243	0,384	17,2691	0,188	242,4499	2,635	
Zn	35,5909	0,324	49,5493	0,450	44,5465	0,405	
Ga	15,7021	0,981	7,3903	0,462	11,4898	0,718	
Ge	1,3580	0,970	7,7960	5,569	8,0669	5,762	
As			0,0751	0,038	0,3733	0,187	
Rb	18,5576	0,502	38,1031	1,030	21,5626	0,583	
Sr	563,2520	1,224	207,1357	0,450	862,3755	1,875	
Y	7,5000	0,326	4,9469	0,215	18,1731	0,790	
Zr	9,5148	0,073	3,6064	0,028	16,0291	0,123	
Nb	0,3914	0,021	0,1530	0,008	0,8349	0,044	
Mo	0,3799	0,271	0,3577	0,256	2,0878	1,491	
Cd	0,0381	0,201	0,1960	1,032	0,0546	0,287	
In			0,0594	0,297	0,0577	0,289	
Sn			0,4688	0,117	1,1138	0,278	
Sb	0,1698	0,499	0,0451	0,133	0,1734	0,510	
Te	0,0194	19,385	0,2687	268,665	0,0098	9,800	
I			0,2230	0,446	0,4255	0,851	
Cs	0,6317	0,632	1,3507	1,351	0,2191	0,219	
Ba	195,8939	0,675	174,2466	0,601	118,4456	0,408	
La	5,5411		1,3227		6,7213		
Ce	11,6917		3,3356		15,8859		

08-808-2		08-809		08-808	
Оливиновое габбро		Диорит		Диорит	
Собский		Собский		Собский	
1,7719	0,118	1,4421	0,096	0,7153	0,048
1,7755	3,171	1,9664	3,511	2,0196	3,606
46,8022	1,560	24,1610	0,805	38,9677	1,299
4069,6159	0,380	2581,8419	0,241	2986,2021	0,279
247,2716	1,030	151,7849	0,632	270,3656	1,127
30,7981	0,171	7,6888	0,043	259,2813	1,440
1564,6402	0,920	1550,0987	0,912	2070,0707	1,218
21,5658	0,449	19,1206	0,398	34,0208	0,709
29,1866	0,208	11,5082	0,082	36,1260	0,258
91,9373	0,999	25,3608	0,276	116,5550	1,267
77,8959	0,708	62,2776	0,566	79,5944	0,724
8,3328	0,521	10,0643	0,629	7,6098	0,476
7,6468	5,462	6,8407	4,886	8,2339	5,881
0,3510	0,176	0,3089	0,154	0,0932	0,047
2,4994	0,068	31,0156	0,838	13,4096	0,362
344,1147	0,748	481,5105	1,047	224,8617	0,489
26,4326	1,149	17,3094	0,753	18,0002	0,783
30,4549	0,234	16,3746	0,126	30,8866	0,238
1,4356	0,076	0,7930	0,042	1,1610	0,061
2,4975	1,784	0,5933	0,424	0,6441	0,460
0,0742	0,391	0,0525	0,276	0,0870	0,458
0,0710	0,355	0,0453	0,227	0,0691	0,346
1,1359	0,284	0,8103	0,203	1,1244	0,281
0,1894	0,557	0,5319	1,564	0,0364	0,107
0,0130	13,000	0,0078	7,800	0,0083	8,300
0,4126	0,825	0,4247	0,849	0,4436	0,887
0,1505	0,151	8,7087	8,709	0,3832	0,383
19,3187	0,067	209,7785	0,723	112,2393	0,387
11,0844		5,5635		7,8762	
23,7002		13,2477		19,9014	

Проба/ Элемент	11-79		08-22		08-808-3	
Порода	Габбро		Габбро		Габбродиорит	
Комплекс	Кэршорский		Халатальбейский		Собский	
Pr	1,5293		0,4764		2,1065	
Nd	6,7236		2,3539		9,7371	
Sm	1,6091		0,7194		2,4868	
Eu	0,7262		0,3719		0,7707	
Gd	1,6741		0,8675		2,4339	
Tb	0,2330		0,1635		0,3914	
Dy	1,4427		1,0715		2,5138	
Ho	0,3201		0,2400		0,5644	
Er	0,9398		0,6712		1,6534	
Tm	0,1378		0,1020		0,2611	
Yb	0,9164		0,6865		1,6979	
Lu	0,1454		0,1035		0,2564	
Hf	0,4255	0,164	0,2237	0,086	0,6982	0,269
Ta	0,0253	0,034	0,0302	0,041	0,0818	0,111
W	0,1761	0,220	0,1117	0,140	0,3389	0,424
Hg	0,0687		0,1136	1,624	0,0358	0,511
Tl	0,0611	0,006	0,2460	0,014	0,1278	0,007
Pb	2,1244	0,573	2,9006	0,483	6,3157	1,053
Bi	0,0113	2,706	0,0318	4,540	0,0321	4,586
Th	0,1604	0,164	0,1507	0,047	0,7422	0,232
U	0,0554	0,288	0,0884	0,110	0,4145	0,518
Eu/Eu*	1,353		1,44		0,96	
La/Yb	4,081		1,30		2,67	
Th/Ta	20,74		4,99		9,07	
Nb/Y	0,052		0,03		0,05	
Th/U	2,281		1,70		1,79	
Rb/Sr	0,033		0,18		0,03	
Zr/Hf	22,36		16,12		22,96	
∑TR	33,63		12,49		47,48	
∑TR+Y	41,13		17,43		65,65	

08-808-2		08-809		08-808	
Оливиновое габбро		Диорит		Диорит	
Собский		Собский		Собский	
3,3975		1,8669		2,8482	
15,4978		8,8173		12,6844	
3,9075		2,3086		2,9563	
0,8146		0,7104		0,8925	
3,8404		2,2076		2,7444	
0,6264		0,3715		0,4245	
4,0309		2,4093		2,4971	
0,8802		0,5292		0,5723	
2,5685		1,5667		1,6193	
0,3989		0,2504		0,2565	
2,6986		1,6810		1,7851	
0,4362		0,2671		0,2799	
1,2340	0,475	0,6498	0,250	1,1644	0,448
0,0861	0,116	0,0482	0,065	0,0586	0,079
0,2740	0,343	0,2550	0,319	0,1763	0,220
0,0245	0,511	0,0388	0,554	0,0179	0,256
0,0217	0,007	0,1936	0,011	0,0734	0,004
3,4285	1,053	4,1498	0,692	2,1638	0,361
0,0378	4,586	0,0212	3,029	0,0220	3,143
1,2113	0,232	0,6863	0,214	0,3910	0,122
0,5444	0,518	0,3805	0,476	0,2403	0,300
0,64		0,96		0,96	
2,77		2,23		2,98	
14,07		14,24		6,67	
0,05		0,05		0,06	
2,23		1,80		1,63	
0,01		0,06		0,06	
24,68		25,20		26,53	
73,88		41,80		57,34	
100,31		59,11		75,34	

Проба/ Элемент	11-80		11-1157		11-50-7		
Порода	Кварцевый диорит		Габбронорит		Монцодорит		
Комплекс	Собский		Юньягинский		Конгорский		
Li	11,4876	0,766	5,9436	0,396	0,5245	0,019	
Be	0,7232	1,291	0,8963	1,600	1,8234	1,013	
Sc	23,4398	0,781	66,6064	2,220	16,1799	0,899	
Ti	1981,8586	0,185	4987,0075	0,466	6161,6011	1,010	
V	137,2497	0,572	275,6439	1,149	210,6562	1,505	
Cr	4,0676	0,023	529,2402	2,940	27,3779	0,507	
Mn	847,5161	0,499	925,4140	0,544	1117,5026	0,931	
Co	13,7676	0,287	47,7155	0,994	15,9547	1,140	
Ni	6,6679	0,048	75,9084	0,542	22,8302	0,557	
Cu	80,6812	0,877	46,7243	0,508	45,2777	1,053	
Zn	55,4983	0,505	64,1311	0,583	61,0614	0,825	
Ga	13,8158	0,863	14,7563	0,922	36,7143	2,040	
Ge	1,5103	1,079	1,8232	1,302	5,7691	4,121	
As					0,4599	0,209	
Rb	10,5048	0,284	6,5543	0,177	68,3197	0,854	
Sr	474,7764	1,032	377,7323	0,821	552,7121	1,348	
Y	12,8651	0,559	15,0535	0,655	26,3875	1,056	
Zr	22,0587	0,170	36,3065	0,279	317,7785	1,869	
Nb	0,6979	0,037	3,7309	0,196	12,6147	0,084	
Mo	0,2913	0,208	0,3918	0,280	3,0513	3,051	
Cd	0,0562	0,296	0,0977	0,514	0,2646	1,764	
In					0,0537	0,173	
Sn	0,3003	0,075	1,2608	0,315	2,5947	2,162	
Sb	0,2898	0,852	0,1344	0,395	0,3432	1,634	
Te	0,0054	5,447	0,0264	26,423	0,0491	49,061	
I					0,2624	0,656	
Cs	1,9311	1,931	0,1193	0,119	0,3428	0,245	
Ba	212,9992	0,734	182,0708	0,628	1435,6667	3,502	
La	4,8717		12,2409		108,4747		
Ce	12,5128		31,8994		91,4466		

11-63-1		11-66		11-65	
Гранит		Микродолерит		Субщелочное габбро	
Юрменекский		Юрменекский		Юрменекский	
5,2764	0,143	21,2397	1,416	8,0441	0,536
1,5954	0,443	0,7562	1,350	0,7924	1,415
1,4433	0,289	26,8322	0,894	45,1541	1,505
1206,4288	0,754	4347,1364	0,406	6395,3195	0,598
21,0029	0,553	178,2857	0,743	264,5205	1,102
2,6608	0,475	363,8391	2,021	98,9014	0,549
139,8883	0,333	890,0767	0,524	831,5463	0,489
2,7936	2,794	41,7374	0,870	44,0667	0,918
2,9246	0,836	124,2646	0,888	32,4925	0,232
7,2461	0,725	55,3503	0,602	107,0744	1,164
20,4992	0,526	59,6622	0,542	60,9158	0,554
12,6027	0,700	14,8656	0,929	16,0338	1,002
1,3015	0,296	1,3609	0,972	1,4952	1,068
114,7481	0,637	34,0472	0,920	12,5289	0,339
165,8407	1,106	527,5054	1,147	523,6129	1,138
5,8272	0,117	14,1798	0,617	14,8685	0,646
106,8214	0,593	95,0602	0,731	44,3021	0,341
4,8373	0,230	2,9858	0,157	2,7113	0,143
0,2626	0,175	0,4183	0,299	1,3226	0,945
0,1547	0,910	0,1771	0,932	0,1415	0,745
0,1119	0,037	0,9317	0,233	0,9459	0,236
0,0690	0,345	0,2063	0,607	0,1028	0,302
0,0033	3,303	0,0296	29,602	0,0269	26,930
1,9363	0,387	1,3019	1,302	0,5464	0,546
913,6485	1,218	283,8894	0,979	219,5366	0,757
18,1185		9,7074		10,3418	
31,4601		26,9022		26,3889	

Проба/ Элемент	11-80		11-1157		11-50-7		
Порода	Кварцевый диорит		Габбронорит		Монцодорит		
Комплекс	Собский		Юньягинский		Конгорский		
Pr	1,8764		4,3563		75,3305		
Nd	8,9436		18,9989		67,3135		
Sm	2,4482		4,4757		40,0545		
Eu	0,8082		1,4455		35,2429		
Gd	2,5332		4,2757		27,2583		
Tb	0,3945		0,5866		22,1625		
Dy	2,6004		3,3229		16,6759		
Ho	0,5766		0,6449		16,7593		
Er	1,7552		1,7777		15,0828		
Tm	0,2687		0,2368		12,3678		
Yb	1,8603		1,5320		12,3880		
Lu	0,2996		0,2174		13,8299		
Hf	1,0010	0,385	1,8167	0,699	6,5740	3,130	
Ta	0,0521	0,070	0,2244	0,303	0,6681	0,703	
W	0,2415	0,302	0,3530	0,441	1,1620	1,056	
Hg					0,0658	313,445	
Tl	0,0809	0,004	0,0249	0,001	0,3646	0,015	
Pb	6,1263	1,021	2,6664	0,444	19,6616	1,787	
Bi	0,0405	5,780	0,0360	5,150	0,0764	8,490	
Th	1,4000	0,437	1,5361	0,480	10,1428	1,690	
U	0,4373	0,547	0,3951	0,494	2,5971	1,181	
Eu/Eu*	0,99		1,01		3,26		
La/Yb	1,77		5,39		5,91		
Th/Ta	26,85		6,85		15,18		
Nb/Y	0,05		0,25		0,48		
Th/U	3,20		3,89		3,91		
Rb/Sr	0,02		0,02		0,12		
Zr/Hf	22,04		19,99		48,34		
∑TR	41,75		86,01		554,39		
∑TR+Y	54,61		101,06		580,77		

11-63-1		11-66		11-65	
Гранит		Микродолерит		Субщелочное габбро	
Юрменекский		Юрменекский		Юрменекский	
3,4062		3,8132		3,5785	
10,8937		17,1393		15,9354	
1,6164		3,9434		3,8677	
0,6079		1,3260		1,3233	
1,7467		4,1175		4,1363	
0,1812		0,5132		0,5572	
1,0206		2,9218		3,2904	
0,2284		0,5861		0,6600	
0,7431		1,6378		1,8188	
0,1327		0,2273		0,2461	
0,9673		1,5113		1,5793	
0,1632		0,2166		0,2301	
3,3948	0,870	2,4369	0,937	1,6686	0,642
0,5891	0,164	0,1624	0,219	0,1605	0,217
0,1449	0,066	0,4619	0,577	0,9446	1,181
0,5546	0,292	0,1907	0,011	0,0735	0,004
22,1717	1,167	1,3175	0,220	4,9965	0,833
0,0982	9,820	0,0716	10,228	0,1179	16,846
15,4473	0,858	2,1550	0,673	1,5472	0,484
2,1222	0,544	0,4828	0,603	0,7669	0,959
1,11		1,01		1,01	
12,64		4,34		4,42	
26,22		13,27		9,64	
0,83		0,21		0,18	
7,28		4,46		2,02	
0,69		0,06		0,02	
31,47		39,01		26,55	
71,29		74,56		73,95	
77,11		88,74		88,82	

Проба/ Элемент	10-516		10-517-1		10-517-3	
Порода	Долерит		Диорит		Габбродолерит	
Комплекс	Юрменекский		Юрменекский		Юрменекский	
Li	0,6816	0,045	0,8550	0,057	4,3547	0,290
Be	0,6988	1,248	0,9155	1,635	0,6143	1,097
Sc	30,2915	1,010	1,3442	0,045	30,9501	1,032
Ti	4587,2294	0,429	283,3915	0,026	4316,4320	0,403
V	349,0562	1,454	3,5690	0,015	246,7751	1,028
Cr	47,2910	0,263	8,7224	0,048	38,0756	0,212
Mn	1215,1161	0,715	37,2827	0,022	1075,8172	0,633
Co	30,4836	0,635	135,3323	2,819	57,8486	1,205
Ni	21,5581	0,154	5,4609	0,039	12,4105	0,089
Cu	27,7747	0,302	572,8812	6,227	339,5610	3,691
Zn	77,5180	0,705	3,4581	0,031	65,2696	0,593
Ga	18,0593	1,129	10,1751	0,636	16,6106	1,038
Ge	0,9161	0,654	0,2834	0,202	0,4709	0,336
As	1,5767	0,788	6,0656	3,033	1,7358	0,868
Rb	1,9509	0,053	1,7440	0,047	10,8998	0,295
Sr	255,6565	0,556	93,4822	0,203	258,7823	0,563
Y	16,8421	0,732	7,3032	0,318	8,7270	0,379
Zr	11,5577	0,089	131,1270	1,009	25,8443	0,199
Nb	1,1785	0,062	2,0854	0,110	1,6934	0,089
Mo	1,2089	0,864	0,5936	0,424	6,4038	4,574
Cd	0,0643	0,339	0,0424	0,223	0,0563	0,296
In						
Sn	0,6969	0,174	0,2429	0,061	0,4701	0,118
Sb	0,2801	0,824	0,1354	0,398	0,3427	1,008
Te	0,0021	2,105	0,4068	406,785	0,2540	253,967
I						
Cs	0,0844	0,084	0,0927	0,093	1,4100	1,410
Ba	106,0981	0,366	38,8046	0,134	183,1184	0,631
La	8,1258		6,6560		11,0845	
Ce	21,2613		12,9596		25,9309	

11-70-2		11-59		08-6	
Долерит		Долерит		Гранофир	
Наунпейский		Наунпейский		Лонготский	
5,8348	0,389	44,4874	2,966	0,3633	0,010
0,7183	1,283	1,6211	2,895	2,3907	0,664
47,9025	1,597	18,6074	0,620	15,4950	3,099
4910,7500	0,459	8201,8484	0,767	600,2700	0,375
302,5977	1,261	191,8716	0,799	4,5265	0,119
202,8896	1,127	86,1559	0,479	5,3935	0,963
1038,9189	0,611	936,3331	0,551	136,1900	0,324
45,1954	0,942	32,7352	0,682	2,8517	2,852
71,1101	0,508	62,0522	0,443	4,9899	1,426
18,1592	0,197	65,7543	0,715	12,8190	1,282
64,8695	0,590	112,9253	1,027	9,0156	0,231
14,8303	0,927	19,6972	1,231	6,1650	0,343
1,8303	1,307	1,4169	1,012	1,8445	0,419
				0,1747	0,109
4,0184	0,109	127,5742	3,448	6,8716	0,038
438,7622	0,954	406,7014	0,884	59,0660	0,394
14,7425	0,641	22,4899	0,978	14,5820	0,292
44,7651	0,344	108,0884	0,831	90,9020	0,505
1,8072	0,095	4,1165	0,217	8,6235	0,411
0,6061	0,433	0,7080	0,506	2,5389	1,693
0,0966	0,509	0,1917	1,009	0,1229	0,723
				0,0249	0,113
0,4303	0,108	0,6278	0,157	1,7761	0,592
0,1762	0,518	3,2878	9,670	0,3548	1,774
0,0141	14,139	0,0037	3,718	0,0228	22,800
				0,4294	0,8588
0,3710	0,371	1,3511	1,351	0,2458	0,049
123,2346	0,425	474,0659	1,635	64,4320	0,086
12,1152		17,2620		14,6030	
28,1171		42,4758		29,6080	

Проба/ Элемент	10-516		10-517-1		10-517-3	
Порода	Долерит		Диорит		Габбродолерит	
Комплекс	Юрменекский		Юрменекский		Юрменекский	
Pr	2,8018		1,2615		3,1431	
Nd	13,5341		4,4441		13,7967	
Sm	3,4870		0,8079		3,0462	
Eu	1,8820		0,1017		0,8304	
Gd	3,5230		0,8066		2,6964	
Tb	0,5479		0,1554		0,3568	
Dy	3,5187		1,4120		2,0460	
Ho	0,6806		0,2671		0,3868	
Er	1,9358		0,8140		0,9818	
Tm	0,2667		0,1762		0,1413	
Yb	1,7627		1,2926		0,9781	
Lu	0,2520		0,2452		0,1463	
Hf	0,6020	0,232	5,3362	2,052	0,9654	0,371
Ta	0,0701	0,095	0,3456	0,467	0,1181	0,160
W	0,7477	0,935	0,4355	0,544	0,7080	0,885
Hg	0,7947	11,353	0,1752	2,503	0,5927	8,467
Tl	0,0087		0,0132	0,001	0,0625	0,003
Pb	12,0116	2,002	5,4803	0,913	8,5673	1,428
Bi	0,0389	5,553	1,2693	181,330	0,2464	35,199
Th	1,0420	0,326	39,0618	12,207	3,6006	1,125
U	0,3793	0,474	5,4622	6,828	1,0631	1,329
Eu/Eu*	1,64		0,39		0,89	
La/Yb	3,11		3,48		7,65	
Th/Ta	14,87		113,02		30,49	
Nb/Y	0,07		0,29		0,19	
Th/U	2,75		7,15		3,39	
Rb/Sr	0,01		0,02		0,04	
Zr/Hf	19,20		24,57		26,77	
∑TR	63,58		31,40		65,57	
∑TR+Y	80,42		38,70		74,29	

11-70-2		11-59		08-6	
Долерит		Долерит		Гранофир	
Наунпейский		Наунпейский		Лонготский	
3,6050		6,0057		3,4203	
15,4567		27,5083		12,0300	
3,7236		6,4500		2,2832	
1,2460		2,4965		0,5175	
3,9103		6,6441		2,1344	
0,5524		0,8894		0,3450	
3,2908		5,1290		2,0187	
0,6651		1,0137		0,4547	
1,9284		2,7583		1,3061	
0,2665		0,3723		0,2157	
1,7578		2,3428		1,4626	
0,2513		0,3417		0,2380	
1,5860	0,610	3,3133	1,274	3,0649	0,786
0,1652	0,223	0,3555	0,480	0,8412	0,234
0,7344	0,918	0,3865	0,483	0,2065	0,094
				0,0146	0,243
0,0174	0,001	0,7615	0,042	0,0483	0,025
2,9159	0,486	7,3074	1,218	3,2888	0,173
0,0608	8,682	0,0488	6,970	0,0186	1,860
4,5011	1,407	2,8332	0,885	17,3150	0,962
1,1632	1,454	1,0041	1,255	2,5361	0,650
1,00		1,17		0,72	
4,65		4,97		6,74	
27,24		7,97		20,58	
0,12		0,18		0,59	
3,87		2,82		6,83	
0,01		0,31		0,12	
28,23		32,62		29,66	
76,89		121,69		70,64	
91,63		144,18		85,22	

Проба/ Элемент	09-11-5		08-18		09-19-1		
Порода	Гранит микроклиновый		Гранит микроклиновый		Лейкогранит		
Комплекс	Лонготский		Лонготский		Лонготский		
Li	0,1941	0,005	0,2958	0,008	0,7051	0,019	
Be	4,1837	1,162	2,1911	0,609	2,7894	0,775	
Sc	6,4452	1,289	8,8379	1,768	2,7355	0,547	
Ti	171,4070	0,107	273,7219	0,171	848,5173	0,530	
V	3,2317	0,085	4,1096	0,108	10,7451	0,283	
Cr	9,2270	1,648	29,1252	5,201	20,0064	3,573	
Mn	450,4064	1,072	140,3781	0,334	377,7137	0,899	
Co	0,8815	0,882	1,4192	1,419	2,6296	2,630	
Ni	5,2821	1,509	11,2818	3,223	13,9548	3,987	
Cu	7,0469	0,705	7,6183	0,762	8,1897	0,819	
Zn	4,5711	0,117	6,8082	0,175	17,7631	0,455	
Ga	12,3610	0,687	11,1310	0,618	21,0223	1,168	
Ge	1,5097	0,343	1,5449	0,351	2,9520	0,671	
As	0,6767	0,423	1,6544	1,034	0,2599	0,162	
Rb	459,1271	2,551	335,6834	1,865	138,7027	0,771	
Sr	29,6632	0,198	58,4658	0,390	93,2376	0,622	
Y	62,7811	1,256	37,3787	0,748	17,5593	0,351	
Zr	33,1190	0,184	75,0200	0,417	109,8384	0,610	
Nb	16,5004	0,786	38,1062	1,815	21,4978	1,024	
Mo	0,4804	0,320	0,9085	0,606	0,9416	0,628	
Cd	0,1134	0,667	0,1310	0,771	0,1536	0,904	
In	0,0119	0,054	0,0692	0,315	0,0293	0,133	
Sn	1,9193	0,640	9,4644	3,155	2,7362	0,912	
Sb	0,2840	1,420	5,6478	28,239	0,6008	3,004	
Te	0,1479	147,900	0,0668	66,800			
I	0,2400	0,480	0,4560	0,930			
Cs	5,2155	1,043	6,4417	1,288	1,2180	0,244	
Ba	120,7247	0,161	140,3523	0,187	585,8045	0,781	
La	3,4560		6,6905		26,9280		
Ce	6,7792		15,9497		58,8895		

07-к3		08-7		11-50-2	
Аплитовидный гранит		Аляскитовый гранит		Долерит	
Лонготский		Лонготский		Мусюрский	
0,3246	0,009	0,5514	0,015	0,6475	0,043
2,1464	0,596	1,6902	0,470	0,7201	1,286
3,9400	0,788	2,0767	0,415	36,7601	1,225
276,4238	0,173	291,4624	0,182	5697,3564	0,532
3,4211	0,090	1,5138	0,040	297,3897	1,239
55,0927	9,838	3,4270	0,612	270,0465	1,500
598,7101	1,426	143,8325	0,342	1228,9188	0,723
0,7471	0,747	0,5824	0,582	33,0125	0,688
5,7194	1,634	2,6480	0,757	68,2651	0,488
26,3347	2,633	4,7264	0,473	55,9658	0,608
6,6015	0,169	20,1898	0,518	57,4392	0,522
8,0765	0,449	15,4027	0,856	10,0294	0,627
1,1137	0,253	1,5464	0,351	7,0190	5,014
0,0490	0,031	0,0830	0,052	0,3183	0,159
238,0412	1,322	136,9159	0,761	11,1074	0,300
18,4333	0,123	34,1538	0,228	608,2874	1,322
29,7089	0,594	20,2262	0,405	17,9811	0,782
44,8158	0,249	90,6170	0,503	103,4253	0,796
13,7017	0,652	8,6939	0,414	5,4752	0,288
0,4831	0,322	0,3960	0,264	4,4826	3,202
0,0976	0,574	0,2706	1,592	0,3263	1,718
0,0161	0,073	0,0422	0,192	0,0598	0,299
1,1292	0,376	1,0572	0,352	2,1549	0,539
0,2590	1,295	0,1654	0,827	0,3070	0,903
		0,2923	292,371	0,0272	27,157
		0,1896	0,3792	0,2523	0,505
1,8665	0,373	1,5480	0,310	0,0556	0,056
66,0318	0,088	602,6760	0,804	226,8809	0,782
13,5166		17,9309		11,8527	
22,0547		37,5103		24,9647	

Проба/ Элемент	09-11-5		08-18		09-19-1	
Порода	Гранит микроклиновый		Гранит микроклиновый		Лейкогранит	
Комплекс	Лонготский		Лонготский		Лонготский	
Pr	0,9161		2,0987		6,0385	
Nd	3,7165		9,3153		19,0276	
Sm	1,4034		2,7512		3,5794	
Eu	0,1980		0,2578		0,6926	
Gd	2,1323		3,5509		3,3057	
Tb	0,7009		0,6815		0,5141	
Dy	6,8525		4,7207		2,9301	
Ho	1,8394		1,0013		0,5918	
Er	6,6086		2,8924		1,6300	
Tm	1,1480		0,4710		0,2613	
Yb	7,9505		3,1250		1,7169	
Lu	1,2481		0,4950		0,2800	
Hf	2,2371	0,574	3,5642	0,914	3,4422	0,883
Ta	4,7934	1,332	16,6351	4,621	1,8852	0,524
W	0,2765	0,126	1,3857	0,630	0,5813	0,264
Hg	0,0663	1,105	0,0931	1,552	0,0802	1,337
Tl	2,4235	1,276	1,8962	0,998	0,7737	0,407
Pb	49,9477	2,629	63,4039	3,337	21,3363	1,123
Bi	0,4673	46,730	0,0575	5,750	0,0693	6,930
Th	10,7250	0,596	13,1967	0,733	17,4479	0,969
U	7,5539	1,937	20,4489	5,243	5,4052	1,386
Eu/Eu*	0,35		0,25		0,62	
La/Yb	0,29		1,45		10,59	
Th/Ta	2,24		0,79		9,26	
Nb/Y	0,26		1,02		1,22	
Th/U	1,42		0,65		3,23	
Rb/Sr	15,48		5,74		1,49	
Zr/Hf	14,80		21,05		31,91	
∑TR	44,95		54,00		126,39	
∑TR+Y	107,73		91,38		143,94	

07-к3		08-7		11-50-2	
Аплитовидный гранит		Аляскитовый гранит		Долерит	
Лонготский		Лонготский		Мусюрский	
2,3957		4,7703		3,3857	
8,3344		18,6737		15,3271	
1,6847		3,8391		3,5851	
0,2046		0,8281		0,9974	
2,1575		3,9429		3,2071	
0,4381		0,6383		0,5616	
3,3037		3,5937		3,1435	
0,8367		0,7632		0,6499	
2,7739		2,2719		1,6030	
0,5124		0,3495		0,2314	
3,5454		2,3322		1,4613	
0,4951		0,2802		0,2215	
3,1682	0,812	3,5877	0,920	2,3027	0,886
2,4749	0,687	0,7339	0,204	0,2661	0,360
0,2191	0,100	0,2004	0,091	1,1165	1,396
0,0194	0,323	0,1187	1,978	0,0838	1,197
1,1669	0,614	0,7094	0,373	0,0629	0,003
33,7713	1,777	17,2996	0,911	7,6303	1,272
0,1382	13,820	0,0573	5,730	0,0399	5,701
21,6002	1,200	17,4503	0,969	1,5021	0,469
2,0023	0,513	3,6618	0,939	0,3189	0,399
0,33		0,65		0,90	
2,57		5,19		5,47	
8,73		23,78		5,64	
0,46		0,43		0,30	
10,79		4,77		4,71	
12,91		4,01		0,02	
14,15		25,26		44,91	
62,25		97,72		71,19	
91,96		117,95		89,17	

Проба/ Элемент	09-277-5		09-287	
Порода	Трахидолерит		Трахидолерит	
Комплекс	Яляяхинский		Яляяхинский	
Li	1,0522	0,070	1,3869	0,092
Be	1,5031	2,684	1,5025	2,683
Sc	30,6912	1,023	33,6413	1,121
Ti	11765	1,100	14062,1000	1,314
V	365,171	1,522	322,5300	1,344
Cr	50,0571	0,278	118,4120	0,658
Mn	2237,84	1,316	1862,7000	1,096
Co	44,5616	0,928	39,5398	0,824
Ni	44,7902	0,320	61,6950	0,441
Cu	27,8218	0,302	43,1651	0,469
Zn	126,229	1,148	124,2370	1,129
Ga	23,3369	1,459	21,1093	1,319
Ge	8,0298	5,736	6,9269	4,948
As	0,3162	0,158	0,4340	0,217
Rb	30,6369	0,828	23,3440	0,631
Sr	509,9832	1,109	589,5070	1,282
Y	45,3122	1,970	45,2583	1,968
Zr	237,0628	1,824	254,7960	1,960
Nb	26,3741	1,388	20,6056	1,085
Mo	2,7382	1,956	1,8738	1,338
Cd	0,3552	1,869	0,3306	1,740
In	0,0935	0,468	0,0944	0,472
Sn	1,7531	0,438	2,0848	0,521
Sb	0,1225	0,360	0,7527	2,214
Te	0,1667	166,700	0,1647	164,700
I	0,2046	0,409	0,2195	0,439
Cs	0,5751	0,575	0,6972	0,697
Ba	792,1723	2,732	765,6700	2,640
La	39,2678		40,6960	
Ce	88,523		92,4403	

10-16		10-19-6		09-12	
Трахидолерит		Трахидолерит		Эссексит	
Яляхинский		Яляхинский		Яляхинский	
9,2562	0,617	7,4499	0,497	4,2142	0,281
2,1300	3,804	1,4434	2,578	2,0319	3,628
33,7288	1,124	27,3313	0,911	25,7840	0,859
8394,8060	0,785	6950,9800	0,650	10088,2031	0,943
346,0568	1,442	368,7016	1,536	320,5197	1,335
101,5494	0,564	29,7107	0,165	77,5218	0,431
760,9069	0,448	967,3135	0,569	1397,4655	0,822
35,5291	0,740	38,7841	0,808	36,1059	0,752
36,9486	0,264	21,7752	0,156	13,0889	0,093
74,3306	0,808	37,8406	0,411	35,1961	0,383
139,7303	1,270	122,5021	1,114	102,5894	0,933
20,3737	1,273	19,2716	1,204	16,9364	1,059
1,0589	0,756	1,1277	0,806	3,8239	2,731
3,7020	1,851	1,4800	0,740	0,5558	0,278
28,3338	0,766	37,1616	1,004	110,0928	2,975
584,3779	1,270	520,9267	1,132	445,0860	0,968
58,0776	2,525	32,7122	1,422	65,9769	2,869
214,2292	1,648	192,2236	1,479	177,4365	1,365
16,2870	0,857	12,9232	0,680	16,5237	0,870
1,3090	0,935	1,8478	1,320	2,7457	1,961
0,1167	0,614	0,1527	0,804	0,2770	1,458
				0,1132	0,566
1,7021	0,426	1,6935	0,423	3,7658	0,941
0,5861	1,724	0,1248	0,367	3,1668	9,314
0,0089	8,900	0,0008	0,800	0,1332	133,200
				0,2321	0,464
0,9808	0,981	8,9754	8,975	3,3288	3,329
756,8011	2,610	735,2619	2,535	469,4351	1,619
54,4830		32,7411		24,7845	
127,5525		79,5193		61,6244	

Проба/ Элемент	09-277-5		09-287	
Порода	Трахидолерит		Трахидолерит	
Комплекс	Яляхинский		Яляхинский	
Pr	11,6518		12,5057	
Nd	48,0784		56,0044	
Sm	10,1676		11,2064	
Eu	2,5920		2,9280	
Gd	9,1837		9,9841	
Tb	1,3007		1,4092	
Dy	7,3593		7,6584	
Ho	1,5411		1,6169	
Er	4,1609		4,5109	
Tm	0,6334		0,6615	
Yb	4,0771		4,1358	
Lu	0,6296		0,6429	
Hf	5,3823	2,070	5,3558	2,060
Ta	1,2251	1,656	0,9436	1,275
W	1,2408	1,551	0,6312	0,789
Hg	0,1110	1,586	0,0816	1,166
Tl	0,2786	0,015	0,1749	0,010
Pb	11,1811	1,864	10,3977	1,733
Bi	0,0349	4,986	0,0417	5,957
Th	4,6928	1,467	2,7583	0,862
U	1,7044	2,131	1,2566	1,571
Eu/Eu*	0,82		0,85	
La/Yb	6,50		6,64	
Th/Ta	3,83		2,92	
Nb/Y	0,58		0,46	
Th/U	2,75		2,20	
Rb/Sr	0,06		0,04	
Zr/Hf	44,04		47,57	
Σ TR	229,17		246,40	
Σ TR+Y	274,48		291,66	

10-16		10-19-6		09-12	
Трахидолерит		Трахидолерит		Эссексит	
Яляхинский		Яляхинский		Яляхинский	
16,1470		10,0366		8,9113	
69,6094		43,4139		38,335	
14,4678		8,5934		10,4885	
3,0082		2,2490		2,5845	
13,8495		7,5055		9,7671	
1,8994		1,0746		1,5603	
10,9233		6,4375		9,9542	
2,0764		1,2825		2,0659	
5,5181		3,6629		5,9152	
0,7177		0,5249		1,0172	
4,4161		3,4822		7,2231	
0,6420		0,5195		1,2435	
5,0723	1,951	4,6912	1,804	4,3312	1,666
0,8544	1,155	0,6846	0,925	2,4521	3,314
0,6001	0,750	1,0595	1,324	0,8113	1,014
0,5193	7,419	1,2851	18,359	0,0926	1,323
0,4320	0,024	0,1001	0,006	0,3467	0,019
10,7739	1,796	9,8724	1,645	12,7192	2,120
0,0840	12,000	0,0316	4,514	0,0669	9,557
2,5418	0,794	3,7654	1,177	6,6070	2,065
1,4750	1,844	1,6735	2,092	3,0081	3,760
0,65		0,86		0,78	
8,33		6,35		2,32	
2,97		5,50		2,69	
0,28		0,40		0,25	
1,72		2,25		2,20	
0,05		0,07		0,25	
42,24		40,98		40,97	
325,31		201,04		185,47	
383,39		233,76		251,45	

**Содержания микроэлементов (г/т) и
и вулканогенно-осадочных породах по резуль**

Проба/ Элемент	07-47		08-19-1		09-277-3		
Порода	Метабазальт		Амфиболовый гнейс		Гондит		
Свита	Ханмейхойская		Ханмейхойская		Лаптаюганская		
Li	22,5368	1,502	1,9698	0,131	0,7036	0,019	
Be	1,3467	2,405	2,0634	3,685	0,7196	0,200	
Sc	53,3551	1,779	5,9746	0,199	11,1007	2,220	
Ti	6162,6248	0,576	1636,4036	0,153	974,3284	0,609	
V	377,9335	1,575	219,7792	0,916	159,4891	4,197	
Cr	63,0301	0,350	77,0111	0,428	43,4263	7,755	
Mn	2039,4185	1,200	373,6563	0,220	18532,6822	44,125	
Co	46,2491	0,964	6,3864	0,133	26,9587	26,959	
Ni	52,1343	0,372	57,8480	0,413	79,4898	22,711	
Cu	60,7131	0,660	32,2245	0,350	8,8932	0,889	
Zn	99,7212	0,907	28,7318	0,261	38,9753	0,999	
Ga	18,7547	1,172	14,4015	0,900	4,8198	0,268	
Ge	0,2670	0,191	5,1302	3,664	7,2644	1,651	
As	0,0181	0,009	8,1160	4,058	0,4844	0,303	
Rb	131,4265	3,552	110,8033	2,995	6,8178	0,038	
Sr	151,2121	0,329	160,3448	0,349	112,5466	0,750	
Y	37,0915	1,613	40,5414	1,763	49,7339	0,995	
Zr	33,7042	0,259	68,5242	0,527	11,2962	0,063	
Nb	3,6202	0,191	12,9402	0,681	4,6005	0,219	
Mo	0,6822	0,487	11,8334	8,452	0,8305	0,554	
Cd	0,1287	0,677	0,3388	1,783	0,1263	0,743	
In	0,0897	0,449	0,0929	0,465	0,1161	0,528	
Sn	1,8797	0,470	0,8977	0,224	0,8735	0,291	
Sb	0,1226	0,361	0,6825	2,007	0,0758	0,379	
Te	0,0324	32,379	0,3082	308,175	0,1829	182,918	
I	0,7186	1,437	1,8858	3,772	0,2461	0,492	
Cs	1,8630	1,863	0,8819	0,882	0,4299	0,086	
Ba	683,9694	2,359	429,9459	1,483	51,1087	0,068	
La	8,0970		5,8946		21,4538		

**кларки концентраций в осадочных
татам количественного анализа ICP-MS**

09-15		09-11		09-17-1	
Плагиогнейс		Амфиболит		Амфиболит	
Лаптаюганская		Лаптаюганская		Лаптаюганская	
1,2856	0,035	1,9892	0,133	4,2172	0,281
1,2997	0,361	1,7733	3,167	2,7289	4,873
3,2613	0,652	36,2774	1,209	47,9483	1,598
962,6081	0,602	13500,3708	1,262	13968,6529	1,305
20,7423	0,546	54,9059	0,229	446,3141	1,860
343,4968	61,339	65,7015	0,365	163,5740	0,909
133,1492	0,317	1924,1558	1,132	1896,9936	1,116
3,0877	3,088	29,1727	0,608	44,9421	0,936
16,7577	4,788	14,4992	0,104	45,0119	0,322
11,1530	1,115	62,0677	0,675	8,4809	0,092
18,0703	0,463	150,9720	1,372	162,8521	1,480
13,9218	0,773	15,5060	0,969	24,9173	1,557
0,8458	0,192	5,0566	3,612	4,6964	3,355
0,3460	0,216	0,5037	0,252	0,1125	0,056
72,4753	0,403	45,0629	1,218	318,8128	8,617
43,1082	0,287	241,9801	0,526	230,6099	0,501
15,5166	0,310	88,8299	3,862	64,2487	2,793
34,0644	0,189	113,7184	0,875	11,4080	0,088
12,4779	0,594	27,0075	1,421	26,2060	1,379
1,4445	0,963	1,6274	1,162	1,2516	0,894
0,1092	0,642	0,2529	1,331	0,2468	1,299
0,0368	0,167	0,1373	0,686	0,1397	0,699
2,7926	0,931	2,8355	0,709	7,1319	1,783
0,0642	0,321	0,2294	0,675	0,0783	0,230
0,1049	104,938	0,1261	126,065	0,1436	143,586
0,2428	0,486	0,2313	0,463	0,2925	0,585
1,3853	0,277	0,8980	0,898	6,1994	6,199
480,8148	0,641	315,1063	1,087	636,2228	2,194
17,8425		25,0874		33,0487	

Проба/ Элемент	07-47		08-19-1		09-277-3	
Порода	Метабазальт		Амфиболовый гнейс		Гондит	
Свита	Ханмейхойская		Ханмейхойская		Лаптаюганская	
Ce	20,2252		15,3728		33,5928	
Pr	2,8897		2,2906		5,8963	
Nd	13,6262		10,9809		25,7413	
Sm	3,8210		3,5077		6,4487	
Eu	1,3955		1,0371		1,5791	
Gd	4,5422		4,5632		6,6320	
Tb	0,7879		0,8754		1,1257	
Dy	5,3013		5,9293		7,5029	
Ho	1,1056		1,3525		1,5980	
Er	3,0721		3,7348		4,6430	
Tm	0,4732		0,5616		0,7553	
Yb	2,9535		3,3904		4,9627	
Lu	0,4433		0,4928		0,7992	
Hf	1,0002	0,385	2,5212	0,970	0,3532	0,091
Ta	0,2152	0,291	1,5734	2,126	0,2712	0,075
W	0,6595	0,824	0,9192	1,149	0,4623	0,210
Hg	0,0929	1,327	0,1544	2,205	0,0756	1,079
Tl	0,4020	0,022	0,5424	0,030	0,0503	0,003
Pb	4,6908	0,782	11,4136	1,902	13,7722	2,295
Bi	0,0378	5,400	0,2056	29,370	0,0358	5,109
Th	0,8938	0,279	5,9785	1,868	2,0968	0,655
U	0,4056	0,507	9,0567	11,321	0,4122	0,515
Eu/Eu*	1,02		0,79		0,74	
La/Yb	1,85		1,24		2,92	
Th/Ta	4,15		3,80		7,73	
Nb/Y	0,10		0,32		0,09	
Th/U	2,20		0,66		5,09	
Rb/Sr	0,87		0,69		0,06	
Zr/Hf	33,70		27,18		31,98	
∑TR	68,73		59,98		122,73	
∑TR+Y	105,82		100,53		172,46	

09-15		09-11		09-17-1	
Плагиогнейс		Амфиболит		Амфиболит	
Лаптаюганская		Лаптаюганская		Лаптаюганская	
35,6053		64,3140		78,5540	
4,1689		9,2611		10,3026	
14,5812		40,9754		44,8236	
2,7311		11,3143		10,3116	
0,7898		2,8778		2,5758	
2,8821		11,7657		9,8927	
0,4615		1,9982		1,6310	
3,0975		13,4587		10,4712	
0,6796		2,9084		2,3515	
1,9512		7,7698		6,3687	
0,3457		1,2070		0,9789	
2,1940		8,5370		6,1821	
0,3433		1,4848		0,9226	
1,6266	0,417	2,8391	1,092	0,6899	0,265
0,7927	0,220	1,2731	1,720	1,1705	1,582
0,4968	0,226	0,7157	0,895	1,0162	1,270
0,0828	1,380	0,0824	1,177	0,0836	1,195
0,3066	0,161	0,3373	0,019	0,7901	0,044
11,5704	0,609	13,0044	2,167	32,9270	5,488
0,0611	6,114	0,0725	10,360	0,1632	23,311
8,1071	0,450	7,7372	2,418	5,4879	1,715
1,3477	0,346	1,0956	1,369	3,2814	4,102
0,86		0,76		0,78	
5,49		1,98		3,61	
10,23		6,08		4,69	
0,80		0,30		0,41	
6,02		7,06		1,67	
1,68		0,19		1,38	
20,94		40,05		16,54	
87,67		202,96		218,42	
103,19		291,79		282,66	

Проба/ Элемент	09-16-1		09-29		08-2		
Порода	Амфиболит		Гнейс		Гнейс		
Свита	Лаптаюганская		Париквасьшорская		Париквасьшорская		
Li	4,2784	0,285	0,7431	0,020	1,6889	0,046	
Be	2,1280	3,800	1,4292	0,397	1,6024	0,445	
Sc	15,9045	0,530	9,0025	1,801	12,8133	2,563	
Ti	5970,8441	0,558	3836,3659	2,398	4970,7429	3,107	
V	126,9697	0,529	31,5312	0,830	67,3447	1,772	
Cr	303,3472	1,685	6,3189	1,128	77,9473	13,919	
Mn	1457,8442	0,858	588,0149	1,400	518,3645	1,234	
Co	26,3274	0,548	4,3083	4,308	9,1243	9,124	
Ni	57,6366	0,412	4,3500	1,243	28,9881	8,282	
Cu	52,5806	0,572	3,7133	0,371	7,2845	0,728	
Zn	99,2820	0,903	46,2595	1,186	48,5426	1,245	
Ga	19,9215	1,245	16,9654	0,943	7,7846	0,432	
Ge	2,5169	1,798	4,2372	0,963	4,6777	1,063	
As	0,2061	0,103	0,0757	0,047	0,0948	0,059	
Rb	117,6173	3,179	33,5256	0,186	48,2275	0,268	
Sr	132,3386	0,288	112,6702	0,751	161,8861	1,079	
Y	20,9953	0,913	28,0052	0,560	27,9923	0,560	
Zr	39,0557	0,300	94,4085	0,524	69,8870	0,388	
Nb	17,9037	0,942	12,3486	0,588	13,1860	0,628	
Mo	1,3542	0,967	0,2146	0,143	0,3322	0,221	
Cd	0,1541	0,811	0,1313	0,772	0,2621	1,542	
In	0,0808	0,404	0,0661	0,300	0,0875	0,398	
Sn	3,9288	0,982	2,7172	0,906	0,9839	0,328	
Sb	0,0366	0,108	0,1030	0,515	0,0620	0,310	
Te	0,1288	128,797	0,1515	151,519	0,2845	284,469	
I	0,2129	0,426	0,2211	0,442	0,2083	0,417	
Cs	2,5118	2,512	1,1178	0,224	1,9824	0,396	
Ba	570,2560	1,966	521,0858	0,695	165,6111	0,221	
La	17,1971		20,0958		27,3585		
Ce	37,8446		40,8823		62,9630		
Pr	4,5415		5,0282		7,3539		

08-3-4		08-3-2		09-817-2	
Углеродистый сланец		Черный известняк		Углеродистый сланец	
Няровейская серия		Няровейская серия		Няровейская серия	
4,4732	0,121	0,5952	0,035	2,1518	0,143
1,9413	0,539	1,4295	2,382	1,3875	2,478
24,8370	4,967	2,5940	2,594	5,1304	0,171
5178,8658	3,237	319,2205	0,532	1578,2192	0,147
188,6926	4,966	36,5590	1,924	456,0763	1,900
148,1527	26,456	80,9578	7,360	91,8458	0,510
1507,1216	3,588	2468,9512	6,172	100,0880	0,059
23,2846	23,285	5,9679	5,968	9,1409	0,190
52,7670	15,076	58,4786	2,924	168,9833	1,207
36,5356	3,654	22,0624	3,152	73,5450	0,799
115,4864	2,961	6,8209	0,341	228,4015	2,076
22,9349	1,274	0,9128	0,254	46,7936	2,925
5,8347	1,326	2,2578	11,289	2,2900	1,636
2,5864	1,616	2,0351	1,018	65,1865	32,593
81,0491	0,450	5,5799	0,232	54,3065	1,468
159,9467	1,066	427,6837	1,156	103,2538	0,224
35,8721	0,717	6,6804	0,846	22,6327	0,984
33,9121	0,188	7,1194	0,356	62,8223	0,483
3,4110	0,162	1,0276	1,713	5,3885	0,284
2,2686	1,512	5,2928	13,232	11,9705	8,550
0,2465	1,450	0,1390	4,632	2,3159	12,189
0,0826	0,375	0,0283	0,567	0,0430	0,215
1,7497	0,583	0,3677	0,735	1,4787	0,370
1,7304	8,652	0,2543	1,695	0,8364	2,460
0,0324	32,359	0,1247		0,1282	128,237
0,2503	0,501	0,3915	0,326	0,2468	0,494
3,4433	0,689	0,1449	0,724	2,2300	2,230
708,6247	0,945	23,7531	0,475	1692,1021	5,835
33,1412		4,5923		13,5257	
70,8569		8,5091		24,2026	
8,6616		0,9797		3,8150	

Проба/ Элемент	09-16-1		09-29		08-2	
Порода	Амфиболит		Гнейс		Гнейс	
Свита	Лаптаюганская		Париквасьшорская		Париквасьшорская	
Nd	19,2063		20,0463		29,8410	
Sm	4,3001		4,6912		5,7977	
Eu	1,0388		1,2110		1,1972	
Gd	4,1683		4,6707		5,7447	
Tb	0,6768		0,6964		0,9343	
Dy	4,1881		4,1561		5,4804	
Ho	0,9280		0,9684		1,1973	
Er	2,6939		2,8184		3,3198	
Tm	0,4272		0,4600		0,4994	
Yb	3,0420		2,9992		3,2258	
Lu	0,4722		0,4609		0,4953	
Hf	1,2599	0,485	2,4935	0,639	2,5931	0,665
Ta	1,1153	1,507	0,7878	0,219	1,0630	0,295
W	0,8509	1,064	0,2812	0,128	0,4455	0,203
Hg	0,0791	1,130	0,0654	1,090	0,1289	2,149
Tl	0,4873	0,027	0,2457	0,129	0,2825	0,149
Pb	20,4582	3,410	10,5782	0,557	15,3795	0,809
Bi	0,1110	15,855	0,0962	9,620	0,1368	13,678
Th	9,9330	3,104	7,6420	0,425	9,7612	0,542
U	1,9054	2,382	1,7731	0,455	1,6860	0,432
Eu/Eu*	0,75		0,790		0,630	
La/Yb	3,82		4,520		5,720	
Th/Ta	8,91		9,701		9,183	
Nb/Y	0,85		0,441		0,471	
Th/U	5,21		4,310		5,789	
Rb/Sr	0,89		0,298		0,298	
Zr/Hf	31,00		37,862		26,952	
∑TR	100,73		109,185		155,408	
∑TR+Y	121,72		137,190		183,401	

08-3-4		08-3-2		09-817-2	
Углеродистый сланец		Черный известняк		Углеродистый сланец	
Няровейская серия		Няровейская серия		Няровейская серия	
35,1687		3,9159		14,7433	
7,3157		0,8189		3,5305	
1,8310		0,2791		1,3516	
7,1076		0,8171		3,6091	
1,0464		0,1313		0,5422	
5,8613		0,7926		3,2138	
1,2011		0,1789		0,6632	
3,2367		0,5382		1,8497	
0,4860		0,0812		0,2752	
2,9936		0,5739		1,7661	
0,4515		0,0920		0,2960	
1,0153	0,260	0,1971	0,246	1,4734	0,567
0,0163	0,005	0,0049	0,030	0,2851	0,385
0,4750	0,216	0,1633	0,272	1,0406	1,301
0,0287	0,478	0,0150	0,300	0,1043	1,490
0,5349	0,282	0,0448	0,448	0,6083	0,034
14,8243	0,780	4,9165	0,546	8,7337	1,456
0,2178	21,781	0,0458	0,916	0,1758	25,111
8,1414	0,452	0,9097	0,396	5,6274	1,759
2,0518	0,526	1,6901	0,676	17,4709	21,839
0,78		1,04		1,16	
7,47		5,40		5,17	
499,90		187,34		19,74	
0,10		0,15		0,24	
3,97		0,54		0,32	
0,51		0,01		0,53	
33,40		36,13		42,64	
179,36		22,30		73,38	
215,23		28,98		96,02	

Проба/ Элемент	09-220-3		09-210-5		09-620-7		09-620-5	
Порода	Углеродистый сланец		Углеродистый сланец		Гондит		Гондит	
Свита	Няровейская серия		Няровейская серия		Няровейская серия		Няровейская серия	
Li	2,1094	0,141	0,6005	0,040	2,2101	0,147	0,8941	0,060
Be	1,2821	2,290	0,5746	1,026	1,5834	2,828	1,5598	2,785
Sc	6,2604	0,209	3,6867	0,123	25,8775	0,863	13,6895	0,456
Ti	1442,5013	0,135	1183,2589	0,111	4729,8338	0,442	3552,9479	0,332
V	557,4035	2,323	407,4836	1,698	136,3315	0,568	82,4639	0,344
Cr	96,2061	0,534	57,1532	0,318	106,3840	0,591	75,1551	0,418
Mn	226,5342	0,133	160,6394	0,094	21769,1414	12,805	16954,0131	9,973
Co	8,2705	0,172	4,6339	0,097	36,4478	0,759	25,6109	0,534
Ni	180,9579	1,293	96,9985	0,693	92,7455	0,662	65,7446	0,470
Cu	96,5721	1,050	34,2244	0,372	48,3838	0,526	18,8392	0,205
Zn	259,1018	2,355	143,4635	1,304	91,0285	0,828	46,4272	0,422
Ga	17,2606	1,079	13,6628	0,854	58,7494	3,672	26,9691	1,686
Ge	2,1194	1,514	1,3360	0,954	4,8956	3,497	3,4701	2,479
As	0,6784	0,339	0,7365	0,368	0,1568	0,078	0,2507	0,125
Rb	48,6980	1,316	78,0896	2,111	78,6478	2,126	21,9388	0,593
Sr	172,9765	0,376	78,5779	0,171	104,7330	0,228	137,7466	0,299
Y	23,7871	1,034	7,2744	0,316	58,0418	2,524	40,0464	1,741
Zr	23,9476	0,184	43,1481	0,332	76,4150	0,588	63,1254	0,486
Nb	5,9512	0,313	4,3560	0,229	10,7113	0,564	9,9322	0,523
Mo	15,2714	10,908	28,5311	20,379	0,4462	0,319	2,1263	1,519
Cd	3,3234	17,491	1,7878	9,410	0,1789	0,942	0,1725	0,908
In	0,0328	0,164	0,0276	0,138	0,0662	0,331	0,0484	0,242
Sn	1,2138	0,303	1,0752	0,269	1,1643	0,291	0,3756	0,094
Sb	0,0405	0,119	0,0560	0,165	0,0260	0,076	0,0540	0,159
Te	0,1849	184,894	0,0692	69,247	0,1378	137,784	0,1161	116,078
I	0,2481	0,496	0,6137	1,227	0,5448	1,090	0,5761	1,152
Cs	1,7088	1,709	1,9735	1,973	3,9416	3,942	1,1432	1,143
Ba	611,5381	2,109	423,5327	1,460	2459,7057	8,482	943,0632	3,252
La	4,8956		2,8158		28,6479		14,9894	
Ce	9,5885		5,8819		62,7389		36,0467	

09-620-6		08-241-1		09-631-3		11-70-3	
Метабазальт		Углеродистый сланец		Углеродистый сланец		Базальт	
Няровейская серия		Орангская		Орангская		Сядайская	
0,9772	0,065	2,9167	0,079	1,9942	0,054	4,9687	0,331
0,6151	1,098	1,4268	0,396	2,2718	0,631	0,1931	0,345
39,3458	1,312	11,9221	2,384	3,5635	0,713	27,3816	0,913
11693,2078	1,093	3260,3244	2,038	2081,9567	1,301	3348,9307	0,313
339,6984	1,415	240,3408	6,325	347,2719	9,139	181,6529	0,757
35,1582	0,195	126,6189	22,611	74,4859	13,301	38,4168	0,213
1723,9467	1,014	348,1748	0,829	185,9686	0,443	794,8309	0,468
49,1675	1,024	20,3163	20,316	6,0443	6,044	38,8609	0,810
40,2361	0,287	222,0156	63,433	58,1018	16,601	43,5597	0,311
47,9973	0,522	101,2004	10,120	55,5955	5,560	20,3508	0,221
114,8281	1,044	146,9703	3,768	81,9470	2,101	74,9283	0,681
8,9545	0,560	15,8586	0,881	23,1811	1,288	20,1361	1,259
5,7475	4,105	5,0599	1,150	1,4398	0,327	2,4244	1,732
0,1121	0,056	2,8673	1,792	8,6028	5,377		
1,4419	0,039	191,2274	1,062	61,7013	0,343	1,6674	0,045
162,4808	0,353	83,9029	0,559	137,6115	0,917	228,1356	0,496
45,7189	1,988	21,1689	0,423	14,2806	0,286	15,4749	0,673
50,3175	0,387	92,2033	0,512	65,4343	0,364	15,6715	0,121
6,7622	0,356	15,3534	0,731	7,2560	0,346	3,5956	0,189
1,4039	1,003	7,0825	4,722	6,7368	4,491	0,7417	0,530
0,1510	0,795	0,3921	2,306	2,4117	14,187	0,0805	0,424
0,0956	0,478	0,0878	0,399	0,0355	0,161		
1,4347	0,359	0,9747	0,325	1,2801	0,427	1,0200	0,255
0,1034	0,304	0,0536	0,268	0,1355	0,677	0,2966	0,872
0,0565	56,467	0,3161	316,077	0,0888	88,832	0,0097	9,702
0,4891	0,978	0,2444	0,489	0,5098	1,020		
0,0374	0,037	5,5148	1,103	2,6530	0,531	0,0213	0,021
52,8587	0,182	516,0843	0,688	711,0419	0,948	37,3749	0,129
5,7185		15,3471		3,6638		7,0393	
16,4670		30,5190		6,9375		16,0068	

Проба/ Элемент	09-220-3		09-210-5		09-620-7		09-620-5	
Порода	Углеродистый сланец		Углеродистый сланец		Гондит		Гондит	
Свита	Няровейская серия		Няровейская серия		Няровейская серия		Няровейская серия	
Pr	1,3265		0,7643		7,0666		4,0714	
Nd	5,6357		3,1783		29,7412		16,9924	
Sm	1,6115		0,8412		6,2679		3,9070	
Eu	0,6370		0,3585		2,2616		1,2132	
Gd	1,9468		0,9380		6,8916		4,5038	
Tb	0,3631		0,1564		1,2895		0,8097	
Dy	2,6160		1,0161		8,3027		5,3525	
Ho	0,5937		0,2312		1,7187		1,0656	
Er	1,8229		0,6627		4,4664		3,1290	
Tm	0,3141		0,1043		0,6428		0,4673	
Yb	2,0852		0,6554		4,0148		2,9596	
Lu	0,3626		0,1002		0,6337		0,4407	
Hf	0,6008	0,231	0,9322	0,359	1,9891	0,765	1,6920	0,651
Ta	0,3325	0,449	0,2963	0,400	0,7167	0,969	0,6259	0,846
W	0,7418	0,927	0,9758	1,220	0,9281	1,160	1,6854	2,107
Hg	0,0815	1,164	0,0661	0,945	0,0672	0,960	0,0971	1,387
Tl	0,4811	0,027	0,7489	0,042	0,4566	0,025	0,1461	0,008
Pb	19,1472	3,191	11,9957	1,999	13,8174	2,303	13,2677	2,211
Bi	0,3307	47,241	0,1043	14,900	0,1268	18,114	0,1035	14,783
Th	5,5940	1,748	4,1375	1,293	7,4772	2,337	6,4505	2,016
U	12,2686	15,336	6,9306	8,663	1,7327	2,166	1,6540	2,068
Eu/Eu*	1,10		1,23		1,05		0,88	
La/Yb	1,58		2,90		4,82		3,42	
Th/Ta	16,83		13,97		10,43		10,31	
Nb/Y	0,25		0,60		0,18		0,25	
Th/U	0,46		0,60		4,32		3,90	
Rb/Sr	0,28		0,99		0,75		0,16	
Zr/Hf	39,86		46,29		38,42		37,31	
∑TR	33,80		17,70		164,68		95,95	
∑TR+Y	57,59		24,98		222,73		135,99	

09-620-6		08-241-1		09-631-3		11-70-3	
Метабазальт		Углеродистый сланец		Углеродистый сланец		Базальт	
Няровейская серия		Орангская		Орангская		Сядайская	
2,6079		3,7839		0,9244		2,0353	
14,4341		15,7614		4,0235		8,9534	
4,8790		3,5949		1,0854		2,3556	
1,6884		0,8829		0,5170		1,2762	
5,9977		3,4936		1,1819		2,8536	
1,0824		0,5501		0,2205		0,4805	
7,2867		3,2818		1,6002		3,1557	
1,4474		0,7143		0,3754		0,6847	
4,0280		2,0375		1,1057		2,0736	
0,5909		0,2988		0,1654		0,2953	
3,4512		1,9555		1,1508		1,9750	
0,5365		0,2938		0,2020		0,2938	
1,6071	0,618	2,5108	0,644	1,5433	0,396	0,8138	0,313
0,4080	0,551	0,8321	0,231	0,5044	0,140	0,1957	0,264
0,4805	0,601	1,4870	0,676	0,3952	0,180	0,5653	0,707
0,0419	0,598	0,1815	3,025	0,0392	0,654		
0,0210	0,001	0,8883	0,468	0,6083	0,320	0,0058	
6,6986	1,116	25,9289	1,365	20,0879	1,057	0,8775	0,146
0,1171	16,735	0,3784	37,839	0,2313	23,129	0,0254	3,626
0,6441	0,201	9,3345	0,519	6,1735	0,343	0,9255	0,289
0,1676	0,210	12,4280	3,187	11,0724	2,839	0,3273	0,409
0,95		0,76		1,40		1,51	
1,12		5,30		2,15		2,41	
1,58		11,22		12,24		4,73	
0,15		0,73		0,51		0,23	
3,84		0,75		0,56		2,83	
0,01		2,28		0,45		0,01	
31,31		36,72		42,40		19,26	
70,22		82,51		23,15		49,48	
115,93		103,68		37,43		64,95	

Петрофизические свойства горных пород

Комплексы, свита	Порода (количество образцов)	Магнитная восприимчивость, $\times 10^{-5}$ ед. СИ (средняя)	Плотность, г/см ³ (средняя)	Естественная радиоактивность, мкР/ч
Малькский	Габброамфиболиты (9)	2,93–3,06 (3,0)	2,5–3,8 (3,0)	5–6
Ханмейхойская	Амфиболовый гнейс	22,3	2,75	
Лаптаюганская	Амфиболит (4)	35,7–100,7 (63,6)	2,7–3,0 (2,8)	4–12
Лаптаюганская	Плагиогнейс	5,7	2,66	8
Лаптаюганская	Кварцит	21,7	2,55	6
Лаптаюганская	Амфиболит	295	2,76	8–10
Васькеуский	Габбро	43,7	3	13
Париквасьшорская	Гнейс (2)	56,7–83 (69,8)	2,5	11
Евьюганский	Граниты (3)	7,3–9,6 (8,4)	2,6–2,75 (2,7)	7–8
Минисейский	Серпентинит (2)	3578,7–5948,6 (4763,65)	2,69–2,78 (2,7)	4–6
Верхнехарьбейская	Метабазальт	54,6	2,92	12–14
Сандибейский	Гранит (3)	10,3–12,7 (11,5)	2,58–2,63 (2,6)	24–32
	Лейкосома	48,7	2,8	14–16
Немьюрганские субвулканические образования	Долерит	604,99	2,93	7–10
	Песчаники	253,2	2,657	7–8
Немьюрганская свита	Сланцы различного состава	414,32	2,716	5 (средняя)
	Углеродисто-кварцевые сланцы	130,36	2,545	11–13

Харбей-собский	Плагиогранит	6	2,7	10-12
	Гранодиорит	7		12-14
Сядягинская	Сланцы различного состава	325,18	2,702	4-7
	Алевролиты	315,2	2,65	5-7
	Песчаники	125,37	2,764	6-9
	Туфопесчаники	238,48	2,662	9-12
	Туфоалевролиты, туфопесчаники	463,71	2,771	8-12
Сядягяхинский	Граниты, гранитогнейсы (7)	6,3-14,7 (7,1)	2,53-2,7 (2,6)	16-20, до 30
Хартмантошорский	Серпентинит	5563,3	2,92	4
Сьумкеуский	Апогартбургитовые серпентиниты (30; 50)	595-7670 (2590)	2,18-2,55 (2,45)	4-5
Малохадагинский	Серпентиниты (10)	670-8800 (3376)	2,32-2,77 (2,61)	3-4
	Песчаники	241,8	2,678	5-6
Орангская свита	Сланцы различного состава	392,2	2,712	5-9
	Углеродсодержащие сланцы	487,6	2,666	8-17
Соколинская толща	Базальт	3,08	62,3	
Кэршорский	Амфиболитизированное габбро	26,3	3,0	5-8
	Габбродиорит	31,3	3,12	
Харампэйско-масловский	Оливинное габбро (2)	343; 1330	2,93; 3,15	
	Габбронориты (16)	15-7100 (2728)	2,71-3,17 (2,91)	5-6
	Долерит	6254	2,9	
Тоупоугольская толща	Базальт (3)	42,7-2669,7 (1146,9)	2,7-3 (2,83)	

Комплексы, свита	Порода (количество образцов)	Магнитная восприимчивость, $\times 10^{-5}$ ед. СИ (средняя)	Плотность, г/см ³ (средняя)	Естественная радиоактивность, мкР/ч
Яляхинский	Долерит (2)	1050–7433 (4242)	3,03	10–12
	Монцолериты, эссекит-долериты (39, 34)	50–9020 (3380)	2,7–3,12 (2,89)	9–10
Янганапэйская толща	Риолиты (15)	0–1560 (250)	2,61–2,68 (2,64)	14–16
	Туфы андезибазальтов (6)	2,45–2,68 (2,75)	0–1076 (350)	8–11
	Туфы базальтов, андезибазальтов (16)	2,53–2,82 (2,68)	17–4470 (1170)	7–10
Собский	Диориты, габбродиориты (5)	53,5–1728,3 (858,08)	2,5–3,3 (2,78)	7–11
	Габбронориты (13)	1500–8067 (4750)	2,86–2,96 (2,91)	6–8
Юньягинский	Габбродиориты (50)	550–5800 (2850)	2,79–2,90 (2,85)	7–9
	Гранодиориты (23)	567–4367 (1900)	2,66–2,74 (2,68)	13–16
	Диорит (7)	143–2920 (2410)	2,81–2,89 (2,86)	8–11
	Граниты (12)	10–1525 (990)	2,60–2,67 (2,62)	7–10
	Граниты (9)	4–9 (6,46)	2,57–2,75(2,6)	18–22
Лонготский	Базальты, андезибазальты (39)	9–5870 (1610)	2,58–3,02 (2,73)	6–8
	Андезибазальты, базальты (5)	40–2070 (1180)	2,67–2,77 (2,72)	6–7
Янганапэйская толща	Андезиты, андезидациты (7; 10)	20–2200 (440)	2,58–2,87 (2,73)	7–9
	Дациты (14)	0–1560 (360)	2,56–2,70 (2,65)	9–12
	Риодациты (6)	0–430 (160)	2,62–2,67 (2,64)	12–14

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	8
Стратиграфия	23
Интрузивный магматизм	77
Метаморфизм и метасоматические образования	122
Тектоника	128
История геологического развития	142
Геоморфология	150
Полезные ископаемые	157
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	202
Гидрогеология	235
Эколого-геологическая обстановка	241
Заключение	247
Список литературы	251
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и карте четвертичных образований листа Q-42-VII, VIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	262
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа Q-42-VII, VIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	264
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений	297
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	300
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа Q-42-VII, VIII (Обской) прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	301
<i>Приложение 6.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	302
<i>Приложение 7.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа Q-42-VII, VIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	304
	383

<i>Приложение 8. Химические составы магматических, осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород</i>	306
<i>Приложение 9. Содержания микроэлементов (г/т) и кларки концентраций в магматических комплексах по результатам количественного анализа ICP-MS</i>	321
<i>Приложение 10. Содержания микроэлементов (г/т) и кларки концентраций в осадочных и вулканогенно-осадочных породах по результатам количественного анализа ICP-MS</i>	369
<i>Приложение 11. Петрофизические свойства горных пород</i>	380

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000
Издание второе
Серия Полярно-Уральская
Лист Q-42-VII, VIII (Обской)
Объяснительная записка**

Е. А. Зотова

Подписано в печать 21.05.2014. Формат 70×100/16.
Гарнитура Times.
Печать офсетная. Печ. л. 24 + 18 вкл. Уч.-изд. л. 49.
Тираж 150 экз. Заказ 81114006

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153