

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО ХАНТЫ-МАНСИЙСКОМУ
АВТОНОМНОМУ ОКРУГУ – ЮГРЕ (ЮГРА-НЕДРА)
ЗАКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ГОРНОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ «МИРЕКО»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Северо-Уральская
Лист Q-41-XXVI (г. Ярота)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Авторы
Иванов В. Н., Курзанов И. Ю., Кузенков Н. А., Зархидзе Д. В. и др.

Редактор *Жданов А. В.*

ВВЕДЕНИЕ

Большая часть территории листа Q-41-XXVI административно входит в Березовский район Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области, крайняя северо-западная его часть принадлежит Интинскому району Республики Коми.

Рассматриваемая площадь охватывает преимущественно восточный склон и водораздел Приполярного Урала со средне- и низкогорным рельефом, небольшой участок на юго-востоке принадлежит Западно-Сибирской низменности. На северо-западе относительные превышения составляют 600–900 м (абсолютные отметки от 835 до 1 549 м), в центральной части перепад высот – от 560 до 1 100 м. В горах широко развиты субальпийские формы рельефа: цирки, кары и нивальные ниши с многолетними снежниками, пильчатые скалистые гребни, островершинные горы с обрывистыми склонами. В пределах Западно-Сибирской низменности абсолютные высоты не превышают 65–90 м (минимальная отметка – 37 м в долине р. Хулга), а рельеф представляет собой сплошь заболоченную и залесенную поверхность, непреодолимую для транспорта и трудно проходимую для человека.

Основными водными артериями района являются р. Хулга на востоке и р. Кожым на западе. Все остальные реки и крупные ручьи являются их притоками. Для верховьев водотоков, берущих начало в горах, характерно быстрое (0,7–1,5 м/с) течение, частые перепады, пороги, чередующиеся с плесами. Долины горных рек и ручьев четкие, порой с обрывистыми скалистыми склонами. После пересечения реками гряды Олыся-Мусюр их течение становится спокойным, а русла меандрирующими.

В долинах и на пологих склонах развита типичная тайга с подлеском и высоким травостоем, с большим количеством валежника и завалами, особенно в поймах водотоков. Преобладающие ассоциации древесных пород подчиняются вертикальной зональности: внизу – ель, береза, реже кедр, перемежающиеся с обширными «пятнами» сухостоя и заваленных гарей; выше – лиственница, береза и кедр с подлеском в виде рябины, можжевельника и ольхи. Выше 500 м деревья сменяются карликовой березкой и различными по видовому составу ивами; с высоты 600 метров начинается гольцовый пояс, где расположены горные субарктические луга с кустарниками, а выше 800 м – каменные россыпи и скалы, поросшие лишайником. Юго-восточная часть листа относится к избыточно увлажненным районам, что определяет интенсивную заболоченность. Здесь на обширных водораздельных пространствах и в долинах рек Западно-Сибирской низменности преобладают моховые, часто поросшие кустарником, болота глубиной 0,3–0,5 м.

Животный мир разнообразен: водится медведь, лось, россомаха, волк, соболь, куница, белка, заяц и представители животного мира тундры – песец, северный олень. Пернатые представлены глухарями, тетеревами, рябчиками и тундровой куропаткой; летом появляются водоплавающие птицы. В горных реках обитает хариус, заходит на нерест семга, в низинных – преимущественно щука, окунь, плотва.

Климат района резко континентальный субарктический с продолжительной суровой снежной зимой и коротким летом. Среднегодовая температура составляет в предгорьях –3,5 °С, а с высотой понижается на 0,7 °С каждые 100 м. Наиболее низкие среднемесячные температуры наблюдаются в январе, наиболее высокие – в июле. В предгорной части за год выпадает до 500–700 мм осадков, в среднегорной (водораздел) – более 1 500 мм. Отрицательные среднегодовые температуры способствуют сохранению многолетней мерзлоты островного типа.

Экономически район не освоен, дороги и населенные пункты полностью отсутствуют. Ближайший крупный населенный пункт – поселок Саранпауль находится в 85 км от южной границы листа. Основным занятием его населения является оленеводство, рыбная ловля и пушной промысел. В юго-западной части площади, в верховьях р. Хальмерью расположена стационарная база Березовского разведочно-добывающего предприятия, ведущего добычу золота в малых

объемах и локальные геологоразведочные работы. Территория листа также посещается местным населением при выпасе и перегоне оленей.

По степени обнаженности площадь подразделяется на две неравные части. Восточнее гряды Олыся-Мусюр (около 8 % площади) палеозойские и мезозойские образования полностью перекрыты мощным кайнозойским чехлом, остальная (большая) часть листа характеризуется хорошей и удовлетворительной обнаженностью. Низкогорья покрыты почти сплошным плащом элювиально-делювиальных отложений с почвенно-растительным слоем вверху.

При создании комплекта Госгеолкарты второго поколения в различной степени использовались все приведенные в списке литературы опубликованные и фондовые работы. Для составления графических материалов наибольшее значение имели изданная в 1975 г. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листа Q-41-XXVI (первое поколение) [21], геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 под руководством А. М. Пыстина [72], Э. М. Соседкова [81], М. П. Мезенцева [64]. При построении карты неоген–четвертичных образований были использованы переинтерпретированные в соответствии с современными взглядами материалы работ на территории листа, подготовленные к изданию среднемасштабные карты второго поколения для сопредельных площадей [47, 22], а также материалы ГГС-200 Нижнеобской площади [26]. Основой для стратификации подразделений послужили также результаты литолого-палеонтологических исследований и материалы комплексного магнито-стратиграфического изучения образований кайнозоя, проведенного по серии разрезов в пределах рассматриваемой территории.

При составлении карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения наибольшее значение, кроме уже названных крупномасштабных геологических съемок (с общими поисками) представляли данные поисковых, оценочных и разведочных работ на коренное золото, выполненных Тюменским Управлением [63], ГУП «Сосьвапромгеология» [34], ОАО РЭП «Березовское» [84, 76, 80]. Сведения о коренной, а также россыпной золотоносности, изложенные в тематических работах Е. В. Матвеевой [62, 60, 61] и В. А. Нефедова [66], результаты разведочных работ на россыпи Г. В. Бойкова [29, 30]. При оценке хромитоносности территории большое значение имели поисковые работы С. Г. Белявских и др. [28], а также тематические исследования С. Е. Красностанова [52].

В рамках ГМК-200 авторами выполнен значительный объем полевых работ, направленных на доизучение геологического строения северной части Лемвинского аллохтона, Неркаюского блока и Хулгинского пакета пластин, сложенных образованиями рифея (?) и палеозоя, связанных с ними полезных ископаемых, а также на всестороннее исследование палеоген–четвертичных осадков и их золотоносности.

При построении карт комплекта использовалось дешифрирование материалов дистанционных съемок, начиная с многоспектральной основы КС-200, включающей снимки космической сканерной системы Landsat ETM+ с разрешением 14,25 м, и завершая аэрофотоснимками масштаба 1 : 35 000, а также результаты переинтерпретации данных аэрогеофизических съемок. Геологические границы западной и северной рамок листа увязаны с принятыми в 2001 г. к изданию листами Q-41-XXV и Q-41-XIX, XX. С востока и юга увязка не проводилась ввиду отсутствия карт второго поколения.

Геологическая карта донеогеновых образований, разрезы и условные обозначения к ним составлены В. Н. Ивановым, Н. А. Кузенковым; стратиграфические колонки и схемы их сопоставления – В. Н. Ивановым; тектоническая схема и схема тектонического районирования – Н. А. Кузенковым; карта неоген–четвертичных образований с сопутствующими материалами (разрез, схема соотношений, схема корреляции, геоморфологическая схема) – Д. В. Зархидзе; карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения, прогнозно-минерагенические карты, минерагенограмма, схемы минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых – И. Ю. Курзановым; схема гидрогеологического районирования – С. И. Кириллиным; схемы эколого-геологических условий, геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтных подразделений, оценки эколого-геологической опасности – Н. А. Васильченко и Е. Ю. Турковой. Компьютерное сопровождение отчета выполнено Л. Ф. Водопьяновой, Г. А. Васильченко, Р. К. Лапшиной, Е. Ю. Турковой и др.

Текст объяснительной записки также написан коллективно. Главы составили: «Введение» – С. И. Кириллин, «Геологическая изученность» – Е. Ю. Туркова, «Стратиграфия» – В. Н. Иванов (рифей–мезозой), Д. В. Зархидзе (неоген–квартер), «Интрузивный магматизм» и «Тектоника» – Н. А. Кузенков, «История геологического развития» – В. Н. Иванов, «Геоморфология» – Д. В. Зархидзе, «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района» – И. Ю. Курзанов, «Гидрогеология» – С. И. Кириллин, «Эколого-геологическая обстановка» – Н. А. Васильченко, «Заключение» – В. Н. Иванов.

Все материалы комплекта карты геологического содержания, элементы их зарамочного оформления, объяснительная записка, текстовые приложения выполнены в соответствии с действующими регламентными документами.

Значительная часть лабораторных работ (дробление, истирание проб, атомно-абсорбционный анализ золота, минералогические, палинологические исследования, описание шлифов) выполнялась в ООО «Центральная горно-геологическая лаборатория» (г. Сыктывкар); другие исследования, в частности: спектральные анализы – в Физико-химической лаборатории ООО «Геолог-1» (г. Ухта), рентгенофлуоресцентный анализ титансодержащих пород – в лаборатории ВИМСа (г. Москва), силикатные и микронзондовые анализы – в Лаборатории химии минерального сырья ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар), геохронометрическое датирование пород – в Центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург).

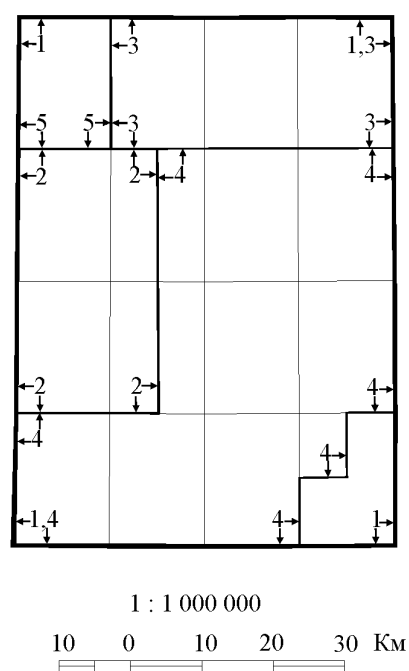
Авторы выражают признательность коллегам по ЗАО «Миреко», научному редактору А. В. Жданову, а также – к. г.-м. наук М. А. Шишкину, В. П. Водолазской (ФГУП «ВСЕГЕИ»), к. г.-м. наук А. А. Соболевой (ИГ Коми НЦ УрО РАН) за научно-методическую помощь, консультации и предоставленные материалы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

История геологического изучения территории в XIX и XX веках достаточно подробно изложена в объяснительной записке к Госгеолкарте-200, изданной в 1975 г. [21]. Ниже приведена краткая характеристика работ, выполненных после передачи карты в издание (с начала 1970-х годов по ныне), а также исследований, не получивших отражение в записке предыдущего комплекта (рис. 1).

Рис. 1. Картограмма геологической изученности.

- 1 – В. М. Коркин, 1964 г.
Геолого-съёмочные работы масштаба 1 : 200 000;
- 2 – Э. С. Соседков, 1974 г.
Геолого-съёмочные работы (с общими поисками) масштаба 1 : 50 000;
- 3 – М. П. Мезенцев, 1974 г.
Поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000;
- 4 – А. М. Пыстин и др., 1981 г.
Групповая геологическая съёмка (с общими поисками) масштаба 1 : 50 000;
- 5 – А. В. Вознесенский, 1991 г.
Геологическое доизучение площадей (с общими поисками) масштаба 1 : 50 000.



ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ, ПОИСКОВЫЕ, РАЗВЕДОЧНЫЕ И ТЕМАТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

В 1969–1970 гг. В. Н. Агеенко и М. П. Мезенцев [25] в среднем течении р. Хальмерью проводили поисковые работы на коренное золото. Исследователями установлена приуроченность золотоносных кварцевых жил к породам няртинской свиты, обнажающейся в ядре Пальникшорской антиклинали (названия таксонов – авторские).

В 1967–1970 гг. на площадь, ограниченную истоками р. Хальмерью и р. Лепля, П. П. Генераловым и Г. Н. Засядько [39] были составлены геоморфологические и металлогенические карты масштаба 1 : 200 000 по россыпному золоту.

В 1971–1973 гг. М. П. Мезенцевым и др. [64] проведена геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-41-99-Б, 100-А, Б. Стратифицированные образования отнесены к позднекембрийско–раннеордовикской копельской, ранне-среднеордовикской хомасьинской и средне-позднеордовикской польинской свитам. Установлена перспективность территории на медные и полиметаллические руды, золото, редкометалльное и уран-ториевое оруденение, пьезокварц. Авторами дана оценка перспектив района в отношении полиметаллических руд, содержащих золото и серебро (рудопроявления Тыкотловское и Медвежье).

В 1968–1974 гг. Э. С. Соседковым, П. Е. Брагиным и др. [81] выполнена геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-41-99-В, Г-а, в; 111-А, Б-а (бассейн рек Большая

и Малая Тынагота). В результате работ откартированы малотынаготский (больше известный как няртинский) метаморфический комплекс, кокпельская, грубеинская и тынаготская свиты. По петрохимическим данным впервые выделены контрастная (риолит-базальтовая) и непрерывная (базальт-андезит-дацитовая) формации, приуроченные соответственно к полям развития кокпельской и тынаготской свит. Интрузивные образования основного и среднего состава отнесены к ордовикскому «габбро-диабазовому» комплексу и среднеордовикскому комплексу «кварцевых диоритов и кварцевых диабазов». Главным тектоническим нарушением района, по данным авторов, является Тынаготско-Лемвинский глубинный разлом.

В 1975 г. издана Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листа Q-41-XXVI (авторы А. В. Цымбалюк, В. М. Коркин) [21], в основу которой были положены материалы геологосъемочных работ 1960–1964 гг. [51]. Вместо ранее выделяемой в восточной части листа – за Тынаготским (Тынаготско-Лемвинским) глубинным разломом – хомасьинской свиты были закартированы две свиты – кокпельская (существенно вулканогенная) и грубеинская (преимущественно терригенная). Образования самого западного участка площади отождествлялись с няртинской свитой.

В 1976 году Д. А. Миняйло [65] в границах Тюменского Урала произведена оценка прогнозных ресурсов коренного и россыпного золота по состоянию на начало 1976 г.

В 1976–1979 гг. А. М. Пыстиным, Ю. А. Чернышевым и др. [72] была проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 в южной и восточной частях территории (листы Q-41-99-Г-б, г, 100-В, Г, 111-Б-б, г, В, Г, 112-А, Б, В, Г-а). По особенностям литологического и петрографического состава, характеру складчатости и интенсивности метаморфизма ими выделено три разновозрастных комплекса пород: нижнепротерозойский неркаюский (эклогит-амфиболит-гнейсовый), верхнерифейский керегшорский (метаморфических сланцев), палеозойский комплекс Олыся-Мусюрского массива гипербазитов и пространственно ассоциирующих с ними осадочно-вулканогенных образований.

В 1977–1979 гг. в долине р. Хальмерью между устьями руч. Пальникшор и р. Мал. Тынагота Горной партией ПГО «Полярноуралгеология» под руководством Ю. А. Кузнецова проведены поисковые работы на россыпное золото [53, 54]. Промышленных концентраций металла не установлено.

В 1979–1982 гг. Г. В. Бойков и др. [29] провели поисково-оценочные работы в бассейне р. Хальмерью, в ходе которых выявлено пять мелких россыпей золота в долинах ручьев Пальникшор, Безымянный, Ошкашор и р. Мал. Тынагота.

В 1983 г. М. Я. Поповым и др. [70] произведена оценка прогнозных ресурсов коренного и россыпного золота на западном и восточном склонах севера Урала по состоянию на начало 1983 г.

В 1980–1986 гг. Тематическая и Северная партии ПО «Уралзолото» под руководством Г. В. Бойкова провели поиски россыпного золота в бассейнах рек Хальмерью, Народа и Манья с оценкой прогнозных ресурсов по категориям P_1 , P_2 и P_3 [30].

В 1988 г. Д. С. Гетьманом [40] в составе Ляпинской партии были начаты поисково-оценочные работы на золото, а с 1990 г. проводилась предварительная разведка россыпи в долине р. Хальмерью, в ее среднем течении. В результате работ подсчитаны балансовые запасы золота по категориям C_1+C_2 . В 1991–1993 гг. во время разведки долинной россыпи р. Хальмерью была проведена опытно-промышленная эксплуатация участка «Сосновый». В процессе отработки установлено, что генезис россыпи не чисто аллювиальный, а «комбинированный» – делювиально-пролювиально-элювиальный (склоновый); она образовалась за счет разрушения золотоносных кварцевых жил и метасоматитов с вкрапленностью сульфидов, которые были вскрыты в коренных породах. Пробы, отобранные в плотике россыпи, показали содержание свободного золота от 50 до 50 000 и более мг/м³. За три сезона было добыто 48 кг химически чистого золота.

В 1987–1990 гг. на территории листа Q-41-99-А А. В. Вознесенским и др. проведены работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 с общими поисками [35]. В результате исследований докембрийские стратифицированные осадочно-вулканогенные образования были отнесены к маньинской свите, по основным видам полезных ископаемых были подсчитаны прогнозны ресурсы категории P_2 , впервые на площади установлена редкоземельная ортит-монацитовая минерализация.

В 1992 году в рамках программы Госгеолкарта-200/2 начинаются работы по геологическому доизучению и подготовке к изданию комплекта материалов листа Q-41-XXVI. До 2000 года работы выполнялись ЗапСибНИГНИ (г. Тюмень, ответственный исполнитель В. А. Нефедов). В 2000 году объект передан ЗАО ГГК «Миреко» (г. Сыктывкар).

В 1994–1996 гг. в пределах участка «Сосновый» Н. Д. Болтенковым и др. [33] была выпол-

нена предварительная разведка золоторудного объекта на площади 5,3 км² до глубины 150–300 м. Выявлены основные черты геологического строения месторождения и характер распространения рудной минерализации, выделены основные типы руд, определено их качество. Проведено оконтуривание 14 рудных тел, с условным бортовым содержанием 0,2 г/т, 5 рудных тел из-за низкого содержания металла отнесены к забалансовым. Подсчитаны балансовые запасы по категориям С₁+С₂ и прогнозные ресурсы по категориям Р₁+Р₂. Даны рекомендации о направлении дальнейших работ.

В 1996–2000 гг. Ляпинской партией ГУП «Сосьвапромгеология» под руководством Н. П. Бужор [34] на площади 60 км² проведены поисково-оценочные работы в пределах Хальмерьинского рудного узла и Пальникшорского проявления. В результате выявлены перспективные участки (Тэрнэсашорский, Правобережный, Сосновый-Южный и др.), изучено их геологическое строение, определено структурное положение и условия локализации золотого оруденения. На впервые выявленных проявлениях правобережья реки Хальмерью выделено семь рудных тел. Подсчитаны запасы золота категории С₂ и прогнозные ресурсы категорий Р₁ и Р₂. Однако выполненные прогнозные построения не были подтверждены фактическим материалом и, таким образом, перспективы Пальникшорского проявления однозначно не определены.

В 1998–2001 гг. В. П. Симоненко, В. Ф. Проценко и др. [80] проводили предварительную разведку на месторождении Сосновое и рудопоявлении Пальникшор. По результатам работ последнее признано неперспективным. Установлено, что наиболее высокие концентрации золота на месторождении Сосновом приурочены, за редким исключением, к скоплениям и прожилкам средне-крупнокристаллического пирита. Содержание металла изменяется от первых г/т до 144,3 г/т, а в среднем по рудным телам составляет 3,7–54,12 г/т.

В 2001 г. сотрудники ЦНИГРИ Е. В. Матвеева, В. М. Яновский и Н. М. Риндзюнская [61] выполнили работу по созданию геолого-геоморфологической основы с целью прогнозирования и оценки золотоносности кор выветривания на восточном склоне Северного и Приполярного Урала.

В 2001–2003 гг. в пределах Хальмерьинского рудного поля А. Ф. Филатовым [84] были продолжены поиски коренного золота. По результатам полевых работ и анализа ранее выполненных исследований установлены многочисленные литохимические аномалии, пункты минерализации и проявления золота. Все выявленные объекты авторы отнесли к кварц-золотосульфидной и золотосульфидной прожилково-вкрапленной формациям. Отмечается приуроченность минерализованных зон к границам тектонических пластин, а в их пределах – к участкам сопряжения надвиговых и сдвиговых структур. На основании комплексного анализа фактического материала и дешифрирования МАКС, по комплексу прямых и косвенных признаков авторами выделены несколько участков, в пределах которых возможно обнаружение новых золоторудных объектов. К ним относятся зоны смятия (минерализованные зоны), выделяемые в пределах Тынаготского блока и приуроченные к основанию тектонических пластин: Тэлаизская, Воргавожская и Тынаготская, изучение которых рекомендовано продолжить.

В те же годы Ю. С. Савчуком [76] проводилась оценка северного фланга месторождения Сосновое; были выявлены новые рудопоявления Сосновое-Северное, Тэлаиз, Качаиз и Кедровое. На проявлениях Тэлаиз и Качаиз подсчитаны авторские запасы золота категории С₂, которые составили соответственно 2 544 и 1 499 кг. Были оценены прогнозные ресурсы категорий Р₁ и Р₂ в количестве 2 891 кг (Р₁) и 10 837 кг (Р₂).

С 2006 года в юго-восточной части листа ОАО «Сосьвапромгеология» начинается исследование в рамках объекта «Прогнозно-поисковые работы на хромовые руды в пределах Олыся-Мусюрского и Синотвожского массивов». Работы сопровождаются бурением поисковых скважин, проходкой горных выработок, магниторазведочными и электроразведочными работами масштаба 1 : 10 000. По результатам первого этапа проведенных исследований выделены четыре перспективных участка концентрации хромитов: Нядокотинский, расположенный в междуречье руч. Максимка-Шор и р. Бол. Нядокота, Сераниельский – в междуречье руч. Сераниель и р. Мал. Хосая, участки Синотвож (среднее течение одноименного ручья) и Кедровый (верхнее течение ручья Кедровый в самой южной части поисковой площади). Сделан предварительный вывод о подобии химического состава и элементов-примесей хромовых руд Олыся-Мусюрского массива и месторождения «Центральное» массива Рай-Из, что определяет довольно высокую перспективность исследуемой площади на хромовое оруденение. В настоящее время работы на объекте не завершены.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геофизические исследования территории, представляющие в данное время практический интерес, начались с середины 1950-х годов прошлого столетия.

Аэромагнитные, аэрогамма- и аэрогамма-спектрометрические съемки. В период с 1954 по 1961 г. вся площадь была покрыта аэромагнитной съемкой (сначала масштаба 1 : 1 000 000, а затем 1 : 200 000), выполненной Новосибирской аэромагнитной экспедицией Сибирского геофизического треста. В результате работ составлена «структурно-тектоническая» схема и дана детальная характеристика магнитного поля, увязанная с геологическим строением района.

С середины 1960-х и до конца 1970-х гг. были выполнены комплексные (магнитная, гамма- и гамма-спектрометрическая) аэрогеофизические съемки масштаба 1 : 25 000 (рис. 2). Так в 1964, 1965 гг. первые аэромагнитные съемки этого масштаба проводились партиями Западного геофизического треста (г. Ленинград) под руководством Е. А. Подбеловой [69]. По их результатам построены карты графиков и изолиний ΔT_a в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Уточнены морфология и характер распределения магнитного поля на площади. Уточнено геологическое строение участка работ, выделены ранее незакартированные магматические образования основного состава. Установлены зоны разрывных нарушений.

Рис. 2. Картограмма геофизической изученности (аэромагнитные, аэрогаммамагнитные и аэрогамма-спектрометрические съемки).

1 – Е. А. Подбелова, Ю. С. Харламов, 1965 г.

Аэрогаммамагнитная съемка масштаба 1 : 25 000;

2 – Е. А. Подбелова, А. А. Швидак и др., 1966 г.

Аэрогаммамагнитная съемка масштаба 1 : 25 000;

3 – Ю. М. Гаврилов и др., 1974 г.

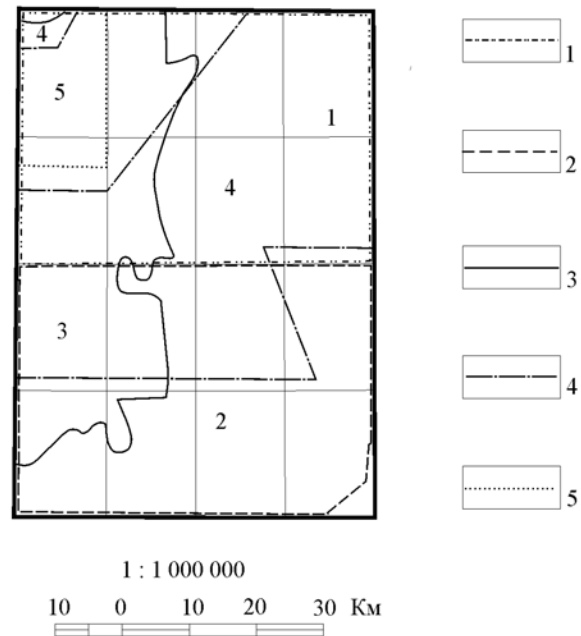
Аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 50 000;

4 – Г. А. Ерема, В. А. Тарутин, В. Г. Полевина, 1977–1978 гг.

Аэрогаммамагнитная съемка масштаба 1 : 50 000;

5 – Ю. М. Ефимов, А. П. Рауш, 1980 г.

Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50000.



В 1972–1974 гг. Лемвинской партией № 85 Зеленогорской экспедиции выполнена аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 [38], включавшая, кроме того, предварительную наземную проверку 123 аэроаномалий, пешеходные радиометрические поиски масштаба 1 : 10 000 и 1 : 2 000, геологическое картирование масштаба 1 : 1 000 в комплексе с наземной магниторазведкой масштаба 1 : 5 000. В результате работ получена аэрогамма-спектрометрическая характеристика породных комплексов района, построены карты интегрального гамма-поля, содержания урана (радия), тория и калия. Детальная магнитная съемка применялась как вспомогательная для уточнения границ отдельных породных комплексов и дайковых тел, трассирования разрывных нарушений. Результаты – планы графиков и изодинам масштаба 1 : 5 000 и 1 : 10 000, схемы геологической интерпретации. Рекомендовано несколько участков для постановки поисковых работ на полиметаллическое и золотое оруденение.

В 1976–1977 гг. Северо-Уральской партией Западного геофизического треста в пределах площади листа Q-41-XXVI были выполнены комплексные аэрогеофизические съемки масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 [44, 43]. Съемки проводились для решения задач крупномасштабного геологического картирования, поисковых работ на золото и другие полезные ископаемые. В результате были выделены области развития вулканогенных пород основного и кислого состава, по комплексу геофизических параметров произведено расчленение гранитоидов, основных и ультраосновных пород. При наземной проверке выделенных перспективных аномалий и уча-

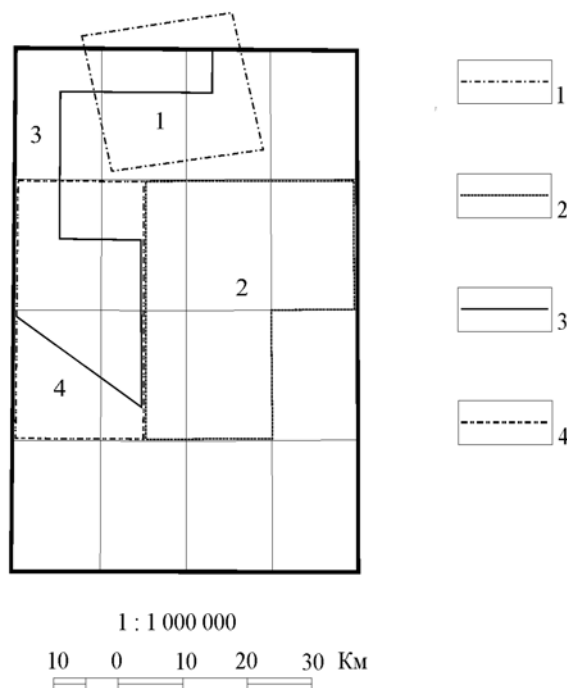
стков обнаружены зоны гидротермально-измененных пород с полиметаллическим оруденением и повышенным содержанием золота.

В 1980 г. на северо-западе площади выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 [45].

Наземная магнитная съемка. К середине 1970-х годов прошлого столетия магнитными наземными съемками масштаба 1 : 50 000 было покрыто более половины площади (рис. 3).

Рис. 3. Картограмма геофизической изученности (наземные магнитные работы).

- 1 – А. А. Латыпов и др., 1971 г.
масштаб 1 : 50 000;
- 2 – О. В. Шкутова, В. Ф. Чергинец, 1974 г.
масштаб 1 : 50 000;
- 3 – С. И. Максимова и др., 1974 г.
масштаб 1 : 50000;
- 4 – Э. С. Соседков, П. Е. Брагин и др.,
1974 г.
масштаб 1 : 50 000.



В 1970 году проводилась наземная магнитная съемка масштаба 1 : 50 000 под руководством А. А. Латыпова [56]. В результате работ построены карты изодинам магнитного поля, карты фоновых содержаний и локальных аномалий полиметаллов. Составлена литолого-тектоническая схема, дана рекомендация на первоочередную проверку аномалий. Откартированы породы основания уралид и палеозойские комплексы, составлена схема тектоники.

В 1972 г. крупномасштабную магнитную съемку провела Токинская геофизическая партия под руководством О. В. Шкутовой [92]. По результатам работ были составлены сводные карты гравиметрического и аэромагнитного полей, проведено тектоническое районирование, обобщен материал по физическим свойствам горных пород.

В 1974 г. Э. С. Соседковым и др. [81] в бассейне рек Бол. и Мал. Тынаготы на площади 260 км² проведена сопутствующая магнитная съемка того же масштаба. По материалам съемки составлена карта изодинам с сечением изолиний 50 нТл. Установлено, что в региональном магнитном поле Тынаготско-Лемвинская зона прослеживается линейной цепочкой магнитных аномалий.

Гравиметрические съемки масштабов 1 : 200 000, 1 : 100 000 и 1 : 50 000 на площади проводились с 1970 по 1974 годы (рис. 4).

В 1970 г. под руководством А. Н. Чашина [86] большая часть территории была покрыта среднемасштабной гравиметрической съемкой. В результате комплексного анализа геолого-геофизических материалов составлены качественная гравиметрическая карта и тектоническая схема масштаба 1 : 200 000. Выделен Лемвинско-Тынаготский разлом и определена его роль в развитии региона.

В 1971 г. М. И. Хиничем и др. [85] завершена съемка масштаба 1 : 200 000, охватившая северо-западный угол листа Q-41-XXVI. В результате работ составлены тектонические схемы масштаба 1 : 200 000, выделены крупные структуры, определены площади развития как палеозойских, так и допалеозойских эффузивных, интрузивных и осадочных образований, выделены крупные разломы и интрузивные массивы.

В 1973–1974 гг. съемка масштаба 1 : 200 000 проводилась Северо-Уральской гравиметровой партией под руководством С. И. Максимовой [59]. По результатам работ были выделены крупные блоки с определенными параметрами геофизических полей, отражающими основные

структурные элементы территории. Также были намечены крупные разрывные нарушения, закартированы интрузивные образования, приведены сведения об их вертикальных мощностях.

Рассмотрена связь выделенных блоков с проявлениями определенных комплексов полезных ископаемых.

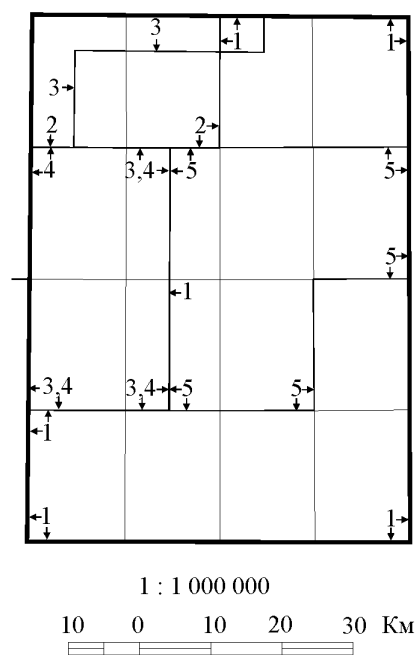


Рис. 4. Картограмма геофизической изученности (гравиразведочные работы).

- 1 – А. Н. Чащин, В. С. Шальных, 1970 г.
масштаб 1 : 200 000;
- 2 – М. И. Хинич, Ю. А. Никишев, 1973 г.
масштаб 1 : 200 000;
- 3 – С. И. Максимова, 1974 г.
масштаб 1 : 200 000;
- 4 – Э. С. Соседков, П. Е. Брагин и др., 1974 г.
масштаб 1 : 100 000;
- 5 – О. В. Шкутова, В. Ф. Чергинцев, 1974 г.
масштаб 1:50 000.

В 1974 г. гравиметрическая съемка масштаба 1 : 100 000, как сопутствующая ГС-50, проведена Э. С. Соседковым и др. [81]. Были исследованы закономерности распределения физических и геохимических свойств пород по выборкам. Составлена карта элементов геологического строения по геофизическим и геологическим данным.

В 1972 г. О. В. Шкутовой и др. [92] впервые была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000. В ходе работ составлены сводные карты гравитационного и магнитного полей.

После длительного перерыва геофизические исследования возобновились в начале 2000-х годов. В 2003–2007 гг. А. В. Чурсиным и др. [87, 88] в рамках тематических работ была выполнена аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 50 000 с современным прибором ГСА-2000 и спутниковой навигацией. Результатом работ стало создание гравиметрической, магнитной и гамма-спектрометрической основ, по особенностям гравитационного поля выполнено районирование территории. Построены карты изолиний локальных аномалий и полного горизонтального градиента аномального магнитного поля; карты изолиний мощности дозы суммарного гамма-излучения; карты изолиний концентраций естественных радионуклидов (U, K, Th); геолого-геофизические глубинные (до 20 км) разрезы; карты изолиний бинарных отношений надфоновых концентраций естественных радионуклидов (U, K, Th); карты районирования территории по особенностям потенциальных и радиогеохимических полей.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геохимические исследования на территории выполнялись, в основном, попутно при разно-масштабных геологосъемочных и поисковых работах (рис. 5).

В 1965–1968 гг. под руководством А. А. Саранина [79] проводились поисково-съемочные работы, захватывающие, в том числе и северную часть площади листа. В результате изысканий выделены аномалии свинца, меди и бария, определены виды и объемы работ по их дальнейшему изучению.

В 1971–1973 гг. в процессе поисково-съемочных работ в верховьях рек Бол. Тыкотлова и Балбанью М. П. Мезенцевым и др. [64] была проведена литохимическая съемка по первичным и вторичным ореолам рассеяния по сети 500×100 м на площади 652 км², а также по сети 100×20 м на площади 9,4 км² при детализации участков Медвежий, Парус-Шор и Перевальный, построены карты геохимических аномалий. По результатам работ выделены три геохимические

зоны, перспективные на полиметаллы, золото и серебро. 1974 г. Э. С. Соседковым и др. [81] выполнялись геологосъемочные и геофизические работы в бассейне рек Бол. и Мал. Тынагота, в том числе, имевшие своей целью оценку перспектив площади на полиметаллы, медь, золото, пьезокварц и уран. Входящая в состав исследований литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния проведена на площади 460 км² в масштабе 1 : 50 000, в масштабе 1 : 10 000 – на площади 19 км². Кроме того, выполнено опробование коренных пород (в обнажениях, горных выработках и по отдельным профилям). При переопробовании выработок предыдущих исследований (поисковые работы на горный хрусталь) обнаружено видимое золото в кварцевой жиле. В результате работ обнаружены рудопроявления меди, полиметаллов, золота и урана, выделены комплексные геохимические аномалии Pb, Ba, Mo, Cu, дана прогнозная оценка площади.

Рис. 5. Картограмма геохимической изученности.

1 – В. Ю. Шатнов и др., 2007 г. Геохимические поиски по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 (в рамках тематических работ);

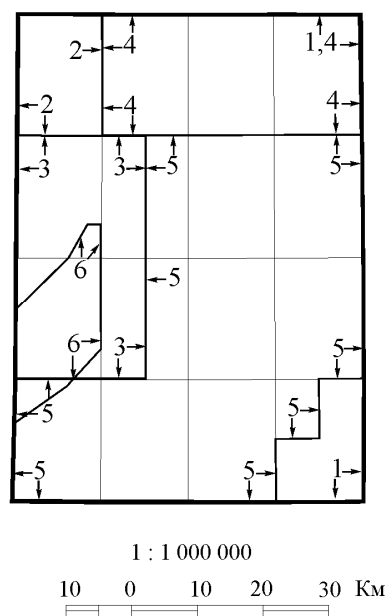
2 – Л. А. Саранин и др., 1968 г. Геохимические поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000, геохимическое опробование коренных пород (в рамках ГС-50);

3 – Э. С. Соседков и др., 1974 г. Геохимические поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000 (в рамках ГС-50);

4 – М. П. Мезенцев и др., 1974 г. Геохимические поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000 (в рамках ГС-50);

5 – А. М. Пыстин и др., 1981 г. Геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000, геохимическое опробование коренных пород (в рамках ГС-50);

6 – А. Ф. Филатов, 2003 г. Геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000 (в рамках специализированных работ).



В 1976–1979 гг. при геологосъемочных работах в бассейнах рек Хальмерью и Балбанью А. М. Пыстиным и др. [72] была проведена литохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния и геохимическое опробование коренных пород. По результатам изысканий составлены карты аномалий на геолого-ландшафтной основе, выделены аномалии полиметаллов, золота и меди, определены виды и объемы работ по их дальнейшему изучению.

Среди многочисленных исследований, имеющих специализированную геохимическую направленность, следует отметить работу, проведенную в 1974–1979 гг. Е. Ф. Потаниной и А. И. Рубцовым [71], целью которой была разбраковка геохимических аномалий, выявленных на западном склоне Урала и Пай-Хоя при крупномасштабных геологических съемках в период с 1970 по 1977 год. В результате разбраковки выделены аномалии, наиболее перспективные на поиски полиметаллов, золота и меди, определены виды и объемы работ по их дальнейшему изучению.

В 2001–2003 гг. ОАО РЭП «Берёзовское» провело поисковые работы масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000 на коренное золото в пределах Хальмерьинского рудного поля [84]. По результатам литохимического опробования на участках Тынагота и Сараншор построены карты геохимических аномалий по вторичным ореолам рассеяния Au, Ag, Sr, Ba, W, Cr, Ni, V, Mn, Cu, Pb, Sn, Mo, Co. Установлены основные закономерности размещения полезных ископаемых, открыты 18 новых проявлений (в т. ч. 5 золоторудных) и перспективные геохимические аномалии. Для большинства объектов полезных ископаемых определены их генетический тип и рудноформационная принадлежность. Дана оценка прогнозных ресурсов золота категории P₂+P₃ в количестве 122 тонн по Тынаготинскому блоку.

С 2004 по 2007 год под руководством В. Ю. Шатнова [88] на всей территории листа в рамках опережающих геохимических работ выполнялась литохимическая съемка масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния. Проведены также заверочные и детализационные геолого-

геохимические работы в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 10 000. На участке Яроташор (Яроташорский «аномальный геохимический узел») при заверке выявлен ряд прямых и косвенных признаков коренной золотоносности. Ожидаемые масштабы этого оруденения, оцененные по параметрам вторичных ореолов рассеяния, соответствуют нескольким малым месторождениям. В пределах участка Яроташор прогнозируется золотополиметаллическое и монометалльное золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций.

С 2007 года на территории листа ведутся геохимические исследования в рамках объекта «Опережающие геохимические работы масштаба 1 : 200 000 по оценке перспектив территории ЯМАО, ХМАО и Свердловской области». К настоящему времени работы на объекте не завершены.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах рассматриваемой площади в семи структурно-формационных (фациальных) зонах* (районирование выполнено по четырем возрастным интервалам) выделяются стратифицированные образования, охватывающие временной интервал от раннего рифея до квартера. Они расчленены на 61 стратон (в т. ч. 55 валидных), из которых два не обнажены на поверхности и показаны только на разрезах.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Все верхнепротерозойские стратиграфические подразделения на территории листа относятся к Ляпинской структурно-формационной зоне (СФЗ) и принадлежат трем ее подзонам: Хобеизско-Маньхамбовской, Лемвинской и Неркаюской, отличающимся вещественным составом и характером метаморфизма слагающих их таксонов. К верхнему протерозою относятся 11 стратонов (включая подсветы). Сложены они преимущественно вулканогенными (в верхах разреза), терригенными (его середина) и первично-осадочными (в низах) образованиями. Все породы изменены в условиях зонального динамотермального метаморфизма. Корреляция обобщенных стратиграфических разрезов верхнего протерозоя, характерных для различных структурно-формационных подзон, показана на рис. 6.

НИЖНИЙ РИФЕЙ

Няртинская свита (RF,*n*), относящаяся к Хобеизско-Маньхамбовской подзоне, впервые выделена Г. Г. Ефимовым и др. в 1965 г. Эти отложения крайне локально развиты у западной рамки листа в междуречье Тылашор и Пальникшор (левых притоков рр. Мал. Тынагота и Хальмерью), где слагают восточное крыло Хобеизской антиклинали.

Представлены гранат-двуслюдяными гнейсами и кристаллосланцами. Гранат-двуслюдяные гнейсы – это породы от мезо- до меланократовых с характерной гнейсовидной текстурой (контрастно-полосчатой, либо очковой) и гетеролепидогранобластовой (с элементами порфиробластовой) структурой. Состав переменный: кварц (20–35 %), альбит (15–25 %), мусковит (5–15 %), биотит (5–12 %), микроклин (3–10 %), эпидот (2–10 %), гранат (0–3 %). Микроклин (а также в меньшей степени кварц и плагиоклаз) слагает порфиробласты (очки). Зеленовато-серые кристаллосланцы слюдяно-альбит-кварцевого состава характеризуются полосчатой текстурой и лепидогранобластовой (гранобластовой) структурой; порфиробласты («метабласты») представлены альбитом, часто присутствует гранат. Аксессуары – эпидот, апатит, лейкоксен, турмалин. Метаморфизм пород соответствует эпидот-амфиболитовой фации.

Нижняя граница няртинской свиты не вскрыта, верхняя – проводится по появлению в разрезе лейкократовых гнейсов, кристаллосланцев и кварцитов, залегающих в основании маньхобейнской свиты. Раннерифейский возраст стратона принят согласно легенде Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200. На территории смежного с запада листа получены значения радиоизотопного возраста (уран-свинцовым методом) структурой; порфиробласты («метабласты») представлены альбитом, часто присутствует гранат. Аксессуары – эпидот, апатит, лейкоксен, турмалин. Метаморфизм пород соответствует эпидот-амфиболитовой фации.

* Характеристика всех элементов структурно-формационного районирования дана в главе «Тектоника» (прим. авторов).

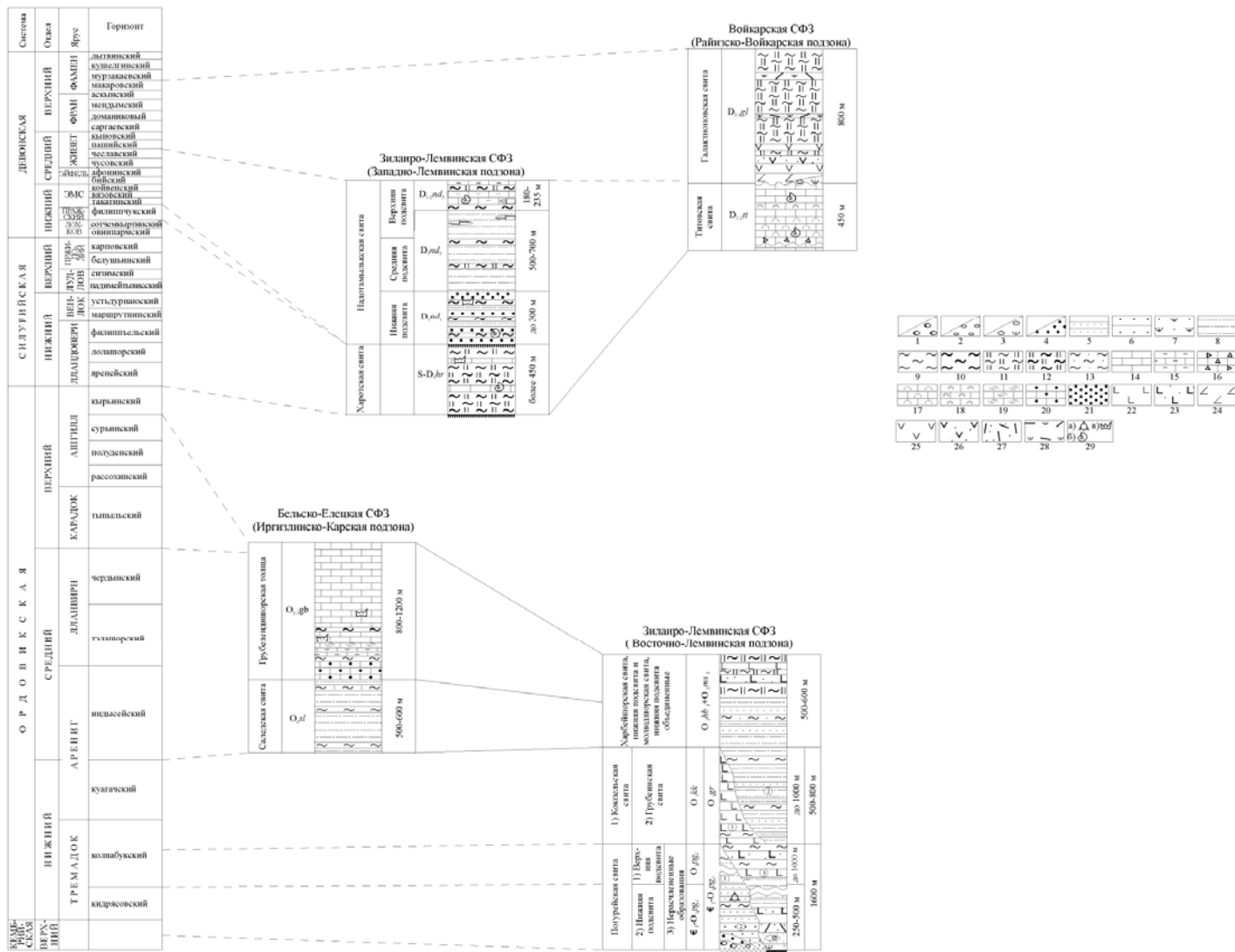


Рис. 6. Схема корреляции обобщенных стратиграфических разрезов палеозойских образований для Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, Западно-Лемвинской и Восточно-Лемвинской подзон Зилаиро-Лемвинской СФЗ и Райизско-Войкарской подзоны Войкарской СФЗ.

1 – конгломераты валунные; 2 – конгломераты галечные; 3 – туфоконгломераты; 4 – гравелиты; 5 – песчаники; 6 – песчаники крупнозернистые; 7 – туфопесчаники; 8 – алевролиты; 9–12 сланцы: апоглинистые (9), углисто-глинистые (10), глинисто-кремнистые (11), углисто-кремнистые (12); 13 – алевросланцы; 14–26 известняки: глинистые (15), брекчиевидные (16), рифогенные (17), строматолитовые (18), органогенно-обломочные (19); 20 – мраморы; 21 – кварциты; 22 – базальты; 23 – туфы базальтов; 24 – андезитобазальты; 25 – андезиты; 26 – туфы андезитов; 27 – туфы риолитов; 28 – пелитовый туффит риолитов; 29 – места находок: а) микрофосилий, б) морских беспозвоночных, в) конодонтов.

Нижняя граница няртинской свиты не вскрыта, верхняя – проводится по появлению в разрезе лейкократовых гнейсов, кристаллосланцев и кварцитов, залегающих в основании маньхобинской свиты. Раннерифейский возраст стратона принят согласно легенде Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200. На территории смежного с запада листа получены значения радиоизотопного возраста (уран-свинцовым методом) «магматических» цирконов из амфиболитовых гнейсов и амфиболитов: 1 554, 1 509, 1 497 млн лет; цирконов в кристаллических парасланцах (метод термоионной эмиссии) – 1 608, 2 210 млн лет.

Мощность свиты на территории листа более 250 м.

Неркаюская свита слагает одноименный тектонический макроблок в Неркаюской подзоне. Ранее картировалась как «метаморфический комплекс» [48], в ранге свиты выделена в рамках работ по подготовке к изданию Госгеолкарты-1000/3 листа Q-41 (2005 г.). Разделяется на три подсвиты.

Нижнеркаюская подсвита ($RF_1?nk_1$) развита в междуречье Неркаю–Выхолью. На западе она тектонически сопряжена с верхнерифейской (?) малохосаинской толщей, на севере, востоке и юге перекрывается образованиями среднеркаюской подсвиты. В составе стратона преобладают определяющие его «лицо» лейкократовые (хлорит)-слюдисто-альбит-кварцевые кристаллосланцы и (гранат)-слюдистые «альбитовые гнейсы», которые в восточной части переслаиваются с мезократовыми породами сходного минерального состава. В подчиненном количестве распространены маломощные, но достаточно частые тела амфиболитов. На востоке присутствуют также сланцы актинолит-альбит-эпидот-хлоритовые и (альбит)-хлорит-актинолит-эпидотовые, которые можно рассматривать как метавулканиты основного состава. Вблизи Эрепшорского взбросо-надвига преобладают породы, измененные в условиях зеленосланцевой фации: сланцы хлорит-мусковит-альбит-кварцевые и ортосланцы альбит-хлорит-эпидот-актинолитового состава, нередко представляющие собой дафториты по амфиболитам. С запада на восток во всех породах наблюдается увеличение содержания граната.

Кристаллосланцы и «альбитовые гнейсы» (с преобладанием плагиоклаза над кварцем и гнейсовидными текстурами) сложены альбитом, кварцем, мусковитом, хлоритом, эпидотом и гранатом, а также различными акцессорными минералами. Преобладают полевошпат-кварцевая (60–65 %) и хлорит-слюдистая составляющие. В лейкократовых разностях в составе хлорит-слюдистой массы превалирует мусковит (до 30 %), в мезократовых – хлорит (до 17 %). В последних также присутствует эпидот (2–5 %) и более широко развит гранат. Породы характеризуются сочетанием сланцеватой, полосчатой (линзовидно-полосчатой) и очковой (порфиробластовой) текстур, лепидогранобластовой и участками пойкилобластовой структурой, обусловленной наличием метабласт альбита и граната (0,5–50 мм в поперечнике); размер зерен матрикса – 0,05–0,7 мм. Набор акцессорных минералов представлен сфеном (преобладает, достигая первых процентов), рутилом, гематитом, апатитом, турмалином, цирконом, пиритом. Отмечаются также разности, содержащие от долей до 3–5 % глаукофана, нередко преобразованного в альбит-хлоритовый агрегат.

Часть ортопород, возможно, является метагабброидами, то есть первично интрузивными образованиями, которые из-за недостаточной изученности стратифицируются в составе подсвиты. Относятся они к (гранат)-эпидот-альбитовым барруазитовым (сине-зеленая роговая обманка) амфиболитам. Породы характеризуются массивной, реже – сланцеватой текстурой, порфиробластовой структурой. Размер зерен колеблется, в основном, в пределах 0,1–0,5 мм (эпидот обычно 0,01–0,05 мм); метабласты альбита достигают 4 мм. В акцессорных минералах преобладает апатит, иногда отмечаются циркон и рудные минералы.

Ортосланцы сравнительно слабо измененные метаморфически (актинолит-альбит-эпидот-хлоритовые и т. п.) характеризуются лепидонематогранобластовой, фиброгранонематобластовой (в сочетании с порфиробластовая и пойкилобластовой) структурой; последние обусловлены наличием относительно крупных метабласт альбита, окруженных мелкозернистой основной тканью. Состав пород: хлорит – 10–45 %, альбит – 10–50 %, эпидот – 3–35 %, актинолит – 5–40 %, кварц – единичные зерна, редко до 2 %, мусковит – до 5 %, лейкоксен – до 5 %, сфен – до 2 %; в незначительных количествах и непостоянно присутствуют магнетит, пирит, гематит, апатит, рутил, кальцит, стильпномелан.

Мощность нижней подсвиты не менее 500 м.

Среднеркаюская подсвита ($RF_1?nk_2$) слагает большую часть Неркаюского блока. Представлена преобладающими мезократовыми («основной фон» стратона), в резком подчинении, лейкократовыми кристаллосланцами и «альбитовыми гнейсами», а также их глаукофан-барруазитсодержащими разновидностями. Достаточно широко распространены амфиболиты и ортосланцы, часть последних можно рассматривать как диафториты по амфиболитам. Менее развиты тела эклогитоподобных пород.

По минеральному составу кристаллосланцы, плагиогнейсы, амфиболиты и зеленые ортосланцы сходны с таковыми в нижней подсвете. Глаукофансодержащие (7–25 %) породы (хлорит-глаукофан-мусковит-кварц-альбитовые, мусковит-гранат-альбит-глаукофановые, гранат-глаукофан-мусковит-альбитовые) кристаллосланцы содержат до 10 % эпидота и до 30 % граната; иногда отмечается присутствие лавсонита. В амфиболсодержащих кристаллосланцах и «альбитовых гнейсах» присутствует 5–15 % роговой обманки (барруазит), от 2 до 20 % граната (альмандин), до 5 % эпидота.

Эклогитоподобные породы представлены крайне ограниченно. Распределение их в разрезе установить невозможно, но в отдельных случаях тела их явно концентрируются в зонах, дискордантных общему структурному плану «тектонических клиньях». Породы по сути являются пироксеновыми амфиболитами с массивной текстурой, гранобластовой (с элементами пойкилобластовой) структурой, обусловленной наличием мелких включений минералов основной ткани в более крупных кристаллах альбита. Состав: барруазит – 60–65 %, гранат (альмандин с повышенной пироповой составляющей) – 15–20 %, эпидот – 5–7 %, альбит – 1–2 %, омфациит – 1–2 %, лейкоксен – первые %. Присутствует небольшое количество хлорита, мусковита, кварца. Размер зерен основной ткани породы 0,1–0,7 мм, размер метабласт альбита 1–4 мм, граната – до 3,5 мм.

Следует отметить, что, вероятно, в результате кислотного выщелачивания (большей частью по серии северо-западных нарушений, предполагающихся по данным аэроспектрометрической съемки) породы подсветы (в т. ч. амфиболиты и эклогиты) иногда превращены в кварц-мусковитовые, мусковит-кварцевые, гранат-мусковит-кварцевые сланцы, кварцевые гранатиты и вторичные кварциты. Метасоматоз сопровождался кварцевожильными гидротермалитами с кристаллическим рутилом и ильменорутилом (кристаллы размером до 3×20 см), часто в достаточно значимых концентрациях.

В западной части Неркаюского блока наблюдаются также единичные узкие (от первых метров до десятков метров) протяженные тела углеродистых кварцитов и кварцитосланцев, секущие структурный план средне- и нижнеркаюской подсветы. Возможно, это осложняющие блок фрагменты тектоногенных комплексов (байкальского лемвинского или войкарско-кемпирсайского).

Мощность среднеркаюской подсветы 1 600–1 800 м.

Верхнеркаюская подсвета (RF₁?nK₃) развита в северо-восточной части Неркаюского блока (нижнее течение р. Балбанью), контактируя на юго-западе с вышеописанной подсветой, а на северо-востоке – с войкарско-кемпирсайским комплексом тектонитов.

Отличается широким развитием глаукофановых, глаукофансодержащих и барруазитсодержащих сланцев, кристаллосланцев, мезократовых слюдисто (мусковит)-хлорит-кварц-альбитовых кристаллосланцев (часто эпидот и гранатсодержащих), а также слюдяных «альбитовых гнейсов», в числе которых также встречаются амфиболсодержащие разновидности. Большинство этих пород описаны выше. В состав глаукофановых и глаукофансодержащих сланцев входят: глаукофан – (5–60 %), кварц – (0–70 %), мусковит – (0–55 %), альбит – (доли %–35 %), хлорит – (0–30 %), эпидот – (0–25 %), гранат – (0–40 %), сфен (0–10 %). Аксессуары представлены апатитом, турмалином, цирконом и рутилом, рудные минералы – гематитом, магнетитом и пиритом, в некоторых случаях присутствуют стильпномелан в количестве до 3–5 % и кальцит (до 15 %). Глаукофан в ряде случаев замещается (иногда до полных псевдоморфоз) мелко-тонкозернистым агрегатом хлорита и альбита. Зерна глаукофана содержат ориентированные пойкиловключения кварца и иголки рутила.

Мощность подсветы более 1 600 м.

Прогрессивный динамотермальный метаморфизм пород неркаюской свиты отвечает преимущественно условиям эпидот-амфиболитовой фации (умеренных и повышенных давлений). Уровень высокобарических проявлений метаморфизма (ряд из них носит очевидно наложенный характер) возрастает в целом с запада на восток, что возможно указывает на их связь с процессами, происходившими в палеозойской Уральской мобильной области. Впоследствии (поздний палеозой – ранний мезозой) свита испытала диафорические, метасоматические и дислокационно-метаморфические (бластомилонитизация) преобразования.

Раннерифейский возраст стратона принимается предположительно, на основании сходства в вещественном составе и характере метаморфизма с няртинской свитой, описанной выше. Кроме того радиологические исследования цирконов U-Pb методом показывают цифру в 1 600 млн лет [16]. На допалеозойское время образования субстрата свиты также указывают определения радиационного возраста апогабровых амфиболитов балбаншорского интрузивного комплекса, тела которого прорывают неркаюские породы. В то же время, имеются определения Ar-Ar методом эклогитов из района р. Балбанью, которые отвечают 352,5±3,6 млн лет, ра-

диологическая дата глаукофанитов (Rb-Sr методом, по валовому составу), определяет время глаукофанового метаморфизма в 347 ± 72 млн лет. Эти датировки отражают, вероятно, начало коллизионных процессов при формировании Уральской складчатой системы.

Общая мощность неркаюской свиты составляет более 3 800 м.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Маньхобейнская свита ($RF_2?mh$), распространенная в Хобеизско-Маньхамбовской подзоне, впервые выделена Л. Т. Беляковой в 1972 г. В пределах листа развита на незначительной площади и представлена лейкократовыми гнейсами, гнейсовидными полевошпат-кварцевыми метапесчаниками с гранатом, кристаллическими парасланцами и слюдистыми кварцитами.

Слюдяные гнейсы – светло-серые, почти белые или розоватые породы неясно-линзовиднополосчатой, реже очковой текстуры, состоящие из лепидогранобластового и гранобластового агрегата (0,1–0,7 мм) (85–95 %) и порфиробластов (5–15 %) альбита и микроклипертита размером 0,5–2,5 мм. Состав матрикса: кварц – 25–45 %, альбит (30–35 %), мусковит (1–10 %), биотит (3–4 %), гранат (1–2 %), эпидот (0–1,5 %); акцессории: лейкоксен, ортит, циркон. В кристаллосланцах при том же минеральном составе кварц (50–65 %) существенно преобладает над альбитом.

Гнейсовидные полевошпат-кварцевые метапесчаники и слюдистые кварциты – белые, серые и зеленовато-серые, реже – розоватые средне-мелкозернистые полосчатые породы, иногда гранат- и магнетитсодержащие. Наблюдаются все переходные разности: в кварцитах резко преобладает кварц (до 80–95 %), в метапесчаниках содержание микроклина и альбита возрастает до 30 %, присутствует гранат, количество мусковита достигает 10 %, акцессории представлены магнетитом, апатитом, турмалином, лейкоксомом и цирконом.

Динамотермальный метаморфизм пород свиты зональный (полифациальный), изменяясь от высокотемпературной ступени фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации.

Среднерифейский возраст стратона принят согласно Легенде Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200. Мощность свиты более 250 м.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Хобеинская свита (RF_3hb), принадлежащая Хобеизско-Маньхамбовской подзоне, здесь имеет крайне ограниченные по площади выходы непосредственно у западной рамки листа. Сложена кварцитами и хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами. Кварциты характеризуются светло-серой (до белой) окраской, массивной или полосчатой текстурой, грано-лепидогранобластовой или мозаичной структурой. Кварц составляет около 90 %, полевые шпаты до 5–10 %, в слюдистых разностях присутствует до 10 % мусковита. Из акцессорных минералов чаще всего встречаются хорошо окатанный темно-розовый и коричнево-красный циркон, турмалин, апатит, ильменит и рутил. Первично терригенные осадки в венде-кембрии претерпели зональный динамотермальный метаморфизм.

В пределах площади границы подразделения тектонические, непосредственно западнее (в стратотипе) отмечается залегание его с разрывом на отложениях пуйвинской свиты среднего рифея [47]. Позднерифейский возраст принимается там на основании положения стратона между палеонтологически охарактеризованными пуйвинской и мороинской свитами. Видимая мощность свиты превышает 100 м.

Мороинская свита (RF_3m) развита в той же подзоне и также имеет ограниченное распространение на площади листа, наблюдаясь только у его западной рамки, где слагает северо-восточного замыкание Хобеизской антиклинали. Ранее эти отложения выделялись на площади как нижне-среднеордовикская хомасьинская свита [21], либо относились к «сланцевой толще» позднепротерозойско-кембрийского «малотынаготского метаморфического комплекса» [81].

В северной (большей) части своего распространения – в междуречье Саранседаю-Яротаю, в самых истоках р. Мал. Тынагота (на меридиональном ее отрезке), а также в Старикшорской и Челкуншорской пластинах свита представлена преимущественно нижней частью разреза, в которой преобладают сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые и (эпидот)-хлорит-серицит (мусковит)-кварцевые. Породы серо-зеленого и зеленого цвета, однородные и полосчатые, с частыми линзами известковистых сланцев, мраморов и мраморизованных доломитов, а также редкими прослоями метапесчаников (в том числе известковистых). Известковые и известковистые породы нередко образуют своеобразный «карбонатный горизонт», иногда сильно обога-

ценный магнетитом. Сланцы имеют лепидогранобластовую структуру, полосчатую текстуру и следующий состав: кварц 30–40 %, альбит 15–30 %, хлорит и серицит 5–20 %; в известковистых разностях присутствует до 3–10 % карбоната.

Южная часть Капиншорской пластины (от верховьев р. Мал. Тынагота до р. Хальмерью) сложена метаморфизованными в условиях высокотемпературной субфации ФЗС гранат-слюдяно-кварцевыми сланцами и кристаллосланцами верхней части разреза свиты. Они характеризуются лепидогранобластовой и порфиробластовой структурами. В составе преобладают кварц (20–40 %), альбит (15–20 %), мусковит (10–15 %), биотит, присутствующий как в основной массе, так и в виде порфиробласт (10–15 %), хлорит (до 15 %), а также, часто в виде раздробленных зерен, спессартин (0–10 %).

Известковистые сланцы отличаются более темным цветом и присутствием мелких (мощностью до 2–3 мм) линзовидных обособлений кварц-карбонатного материала. Известковистые метапесчаники выделяются как светло- или пепельно-серые полосчатые породы мелкозернистой и лепидогранобластовой структуры. Карбонат в виде зерен размером 0,1–0,7 мм насыщает отдельные полосы, составляя до 30 % породы, кварц и альбит – до 25–30 % и 15–20 %, соответственно. Акцессорные минералы представлены зернами циркона, апатита и, в незначительном количестве, магнетита.

Мраморы характеризуются гранобластовой, гетерогранобластовой или лепидогранобластовой структурами и сложены зернами карбоната размером 0,3–1 мм с небольшой примесью кварца и альбита. Они имеют светло-серый цвет, часто с вишневым оттенком, полосчатую текстуру, обусловленную послойным распределением слюдяного и хлорит-слюдяного материала. Эти прослои (?) часто близки по составу парасланцам и насыщены пылевидным магнетитом.

Полосчатые мраморы и мраморизованные доломиты светло-серого и вишневого цвета (содержащие в отдельных случаях марганецсодержащий эпидот-пьемонтит), а также ассоциирующие с ними вишневые кремнистые сланцы слагают иногда цепочки мелких (не выражающихся в масштабе карты) тектонических линз, трассирующих зону Лемвинского фронтального шарьяжа. К ним бывает приурочено медное прожилково-вкрапленное оруденение. Единичные силикатные анализы доломитов [81] указывают на резко повышенные концентрации Fe_2O_3 (до 6 %) и MnO (до 0,6 %). В обрамляющих доломиты вишневых кремнистых сланцах спектральным полуколичественным анализом авторами установлены содержания Mn более 1 %.

Сланцы обладают плотностью (σ) 2,68–2,7 г/см³ и магнитной восприимчивостью (α) $(6–8) \times 10^{-5}$ ед. СИ, их известковистые разности – соответственно (σ) 2,57–2,64 г/см³ и (α) (0–50, в аномалиях – до 1 600) $\times 10^{-5}$ ед. СИ. Для более метаморфизованных пород характерны плотность (σ) 2,7–2,76 г/см³ и магнитная восприимчивость (α) $(10–16) \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Все контакты свиты тектонические. Позднерифейский ее возраст установлен на основании находок за пределами площади микрофитолитов, строматолитов [47] и микрофоссилий [77]. Представленный на территории листа неполный разрез стратона имеет мощность около 1 500 м.

Малохосаинская толща (RF₃?mh), выделенная на подготовленном к изданию (2005 г.) листе Q-41 Госгеолкарты 1000/3 относится к Неркаюской подзоне. Слагает узкий тектонический сегмент линзовидной формы в западном обрамлении Неркаюского блока. С запада толща тектонически сопряжена с осадками погурейской свиты (восточный тип разреза) Лемвинского аллохтона, с востока по Эрепшорскому взбросо-надвику – с метаморфитами Неркаюского блока. Сложена, в основном, сланцами хлорит-биотит-альбит-кварцевыми, реже мусковит-хлорит-кварц-альбитовыми. Сланцы серо-зеленые, темно-серо-зеленые полосчатые, часто плейчатые, имеют лепидобластовую, лепидогранобластовую структуру. Альбит-кварцевый (кварц-альбитовый) агрегат составляет около 85–90 % породы, хлорит-слюдистый (биотит и, мусковит или серицит) – 10–15 %. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, эпидотом и цоизитом.

Метаморфизм пород толщи отвечает высокотемпературной (биотит-хлоритовой) субфации зеленосланцевой фации, резким градиентным скачком отличающийся от пумпеллиит-стильпномелановой субфации («филлитовая ступень») погурейской свиты на западе и эпидот-амфиболитовой фации неркаюской свиты на востоке.

Возраст принимается условно на основании более высокой степени метаморфизма по сравнению с прилегающими с запада отложениями погурейской свиты, а также вещественного сходства с отдельными фациями мороинской и хобеинской свит в Хобеизско-Маньхамбовской подзоне. Мощность подразделения до 1 000 м.

По мнению авторов, несмотря на сравнительно более высокий метаморфизм пород малохосаинской толщи (не характерный для раннепалеозойских образований Урала), все же нельзя полностью отрицать их принадлежность к этому возрастному уровню, рассматривая, в частности, эти породы как интенсивные бластокатаклазированные погурейские отложения. На это

косвенно (кроме близости состава) указывает и широкое развитие тел субвулканических образований орангьюганско-лемвинского комплекса.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ – НИЖНИЙ ВЕНД

Этому возрастному интервалу отвечают саблегорская и молюдвожская свиты.

Молюдвожская свита, состоящая из двух подсвит, распространена в Лемвинской подзоне.

Нижнемолюдвожская подсвета (RF_3ml_1) слагает Тынаготскую пластину (фрагмент опрокинутой к западу антиклинали), протягивающуюся от верховьев до устья р. Бол. Тынагота. Здесь она представлена, в основном, метабазами и метаандезибазами, в меньшей мере – метаандезитами (как нормального, так и умереннощелочного ряда), их кластолавами, лавобрекчиями и туфами, а также серо-зелеными апотуфопелитовыми (?) парасланцами. В серии мелких чешуй в верховьях рек Мал. Яротаю, Бол. Бадьяю и на восточной окраине упомянутой пластины (восточном фланге антиклинали) развиты темно-серые апелитовые и апоалевритовые парасланцы. Подобные сланцы в Хобеизско-Маньхамбовской подзоне соответствуют верхней части разреза мороинской свиты, подстилающей основные эффузивы саблегорской свиты – аналога верхнемолюдвожской подсветы. Однако, не имея четкого обоснования положения сланцев относительно основных эффузивов, мы отнесли их к низам разреза нижнемолюдвожской подсветы.

Комплекс пород в районе р. Бол. Тынагота разными исследователями относился либо к саранхапнерской и хомасьинской свитам ордовика [21], либо к среднеордовикской тынаготской свите [81]. Образования в верховьях рек Мал. Яротаю и Бол. Бадьяю ранее выделялись в верхнепротерозойско-кембрийскую кокпельскую свиту и нижнеордовикскую грубеинскую свиту [21] или же включались в верхнерифейско-вендскую маньинскую свиту [35].

Метабазальты и метаандезибазаальты подсветы тяготеют к ядерной части Тынаготской антиклинали и слагают нижнюю, собственно вулканогенную, часть разреза. Выше по разрезу (западное крыло антиклинали) наблюдается их переслаивание с метаморфизованными парасланцами и туфами, при этом на границе вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований отмечаются маломощные протяженные тела метатуфопесчаников и линзы метатуфоконгломератов. К западному флангу антиклинали тяготеют более кислые породы: метаандезибазаальты и метаандезиты, слагающие верхнюю часть разреза подсветы. Следует отметить, что в экзоконтактах прорывающих стратон гранитоидов Тынаготского и Малотынаготского массивов нижнемолюдвожские отложения подверглись контактовому метаморфизму с образованием ореола пород мусковит-роговиковой фации.

Метабазальты, метаандезибазаальты и метаандезиты окрашены в зеленые и темно-зеленые тона, подразделяются на афировые и порфиоровые разности, а последние – на плагиоклазовые, пироксеновые и, реже, роговообманковые. Текстура пород массивная или сланцеватая, нередко миндалекаменная; структура афанитовая, микролитовая или апоинтерсертальная (у афировых разностей), порфиоровая или гломеропорфиоровая с микролитовой структурой основной массы. Миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом, из аксессуаров присутствуют рутил, ильменит, сфен и апатит.

Пирокластические породы характеризуются литокристаллокластической и кристаллокластической, бластопсефитовой и бластопсаммитовой структурами. Обломки представлены плагиоклазом и теми же базальтами. Апотуфопелитовые сланцы, переслаивающиеся с покровами метаандезибазаальтов, имеют гранолепидобластовую структуру, неяснополосчатую и плейчатую текстуры, окрашены в серо-зеленые, зелено-серые и голубовато-зеленые цвета. По составу они преимущественно эпидот-кварц-хлорит-серицит-альбитовые; среди аксессуарных минералов преобладают циркон и турмалин.

Метатуфопесчаники обладают светло-серой, серой (часто с лиловым или зеленым оттенком) окраской. Структура их лепидогранобластовая, в составе преобладает кварц, в меньшей степени развиты альбит, серицит, хлорит, эпидот и рудные минералы; аксессуары – гематит и магнетит. Пирокластические (?) обломки представлены кристаллами плагиоклаза. Обломочный материал метатуфоконгломератов имеет слабую степень окатанности, составляет до 60 % объема породы и представлен светло-серыми кварцитами, кварцем, эпидозитами, андезибазаальтами и сланцами.

Темно-серые апелитовые и апоалевритовые сланцы имеют следующий состав: кварц (30–60 %), альбит (20–30 %), серицит (5–10 %) и хлорит (3–15 %); они включают также зерна апатита, циркона и магнетита, имеют гетеролепидогранобластовую структуру, плейчатую и плей-

чато-полосчатую текстуры.

По имеющимся петрохимическим данным (9 анализов, данные ГДП-200 листа Q-41-XXVI) вулканогенные породы подсвиты относятся к базальтам, трахибазальтам, андезибазальтам и трахиандезибазальтам (прил. 12, рис. 6).

Средний состав основных вулканитов (SiO_2 – 47,28 % (46,07–49,60), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 2,25 % (0,99–3,09)) соответствует собственно базальту, обнаруживая некоторое сходство с оливиновыми базальтами (прил. 11, табл. 3). По величине коэффициента al^1 – 0,59 (0,50–0,72) эти породы отвечают низкоглиноземистым разностям; по соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 4,4 (1,7–52,4) относятся к натриевому типу щелочности (отдельные частные составы – к калиево-натриевому типу), по содержанию K_2O являются умереннокалиевыми, реже низкокалиевыми. Агпайтовый индекс основных вулканитов равен 0,26 (0,11–0,36); по величине коэффициента фемичности f – 26 (22–28) средний состав (как и подавляющее большинство частных составов) отвечает меланократовым разностям, по величине коэффициента фракционирования железа (K_f – 61 (58–65)) соответствует железистым базальтам.

Средний состав метаандезибазальтов (SiO_2 – 54,16 % (52,89–55,34), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 4,76 % (3,40–5,52)) отличается повышенными содержаниями TiO_2 – 1,85 (0,82–2,64) и K_2O – 1,91 (1,53–2,89); последний параметр приближает их к умереннощелочным разностям (прил. 11, табл. 3); на это указывает и пограничное с полем трахиандезибазальтов положение ряда фигуративных точек на TAS-диаграмме. По величине al^1 – 1,13 (0,93–1,35) породы являются высокоглиноземистыми, по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 1,5 (0,85–2,64) относятся к тем же типам щелочности, что и metabазальты; по содержанию K_2O – к высококалиевым породам. Агпайтовый индекс равен 0,41 (0,27–0,53). Значение коэффициента фемичности f – 16 (14–18) отвечает лейкокатовым разностям, переходным к мезократовым.

Химические составы и петрохимические коэффициенты трахибазальтов и трахиандезибазальтов, играющих резко подчиненную роль, приведены в прил. 11 (табл. 3).

Геохимически базальты и андезибазальты довольно резко различаются, хотя средний состав последних по содержанию SiO_2 (54,16 %) находится недалеко от границы раздела этих пород. Так, в базальтах содержания Se (K_k – 70,4) очень резко превышают кларк для пород основного состава, что говорит либо о «непредставительности» кларков, либо о недостаточной надежности нейтронно-активационного метода (INAA), так как это характерно для всех пород субрегиона вне зависимости от состава. Значительно превышают кларки содержания Au (K_k – 6,3), выше кларков значения Y, Cs, Sc, Cr, Zn, As, U, Hf (K_k – 1,1–2,0). Примерно на уровне кларков находятся Zr, Ba, Co (0,8–1,0), существенно ниже кларков Rb и Ta (K_k – 0,5–0,7) и очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Sr, Nb, Sb, Th, Br (K_k – 0,1–0,3). Характер распределения редкоземельных элементов см. в приложении 13.

Магнитное поле в пределах площади развития нижней подсвиты положительное дифференцированное, осложненное серией локальных максимумов (до 350–450 нТл на фоне 0–150 нТл). Магнитная восприимчивость пород составляет $(6\text{--}40)\times 10^{-5}$ ед. СИ ($\alpha_{\text{ср}}=23\times 10^{-5}$), плотность – 2,7–2,87 г/см³ ($\sigma_{\text{ср}}=2,76$), радиационный фон – 3–10 мкР/ч.

Нижняя граница стратона выхода на эрозионную поверхность не имеет, граница с верхней подсвитой проводится в подошве мощной пачки кислых эффузивов. Возраст пород принимается на основании залегания их под датированными (по цирконам) поздним рифеем образованиями верхней подсвиты. Эти данные согласуются и с кембрийским радиоизотопным возрастом цирконов из прорывающих подсвиту гранитов Тынаготского и габброидов Воргавожского массивов (см. главу «Интрузивный магматизм»).

Мощность нижнемолдшорской подсвиты более 1 200 м.

Верхнемолдвожская подсвита ($\text{RF}_3\text{--V}_1\text{ml}_2$) развита на площади крайне ограниченно – встречается лишь у северной рамки листа, в верховьях рек Мал. и Бол. Бадьяю, в верховьях руч. Старуха-Шор и к югу от него – на западной окраине Тынаготской пластины. Представлена метариолитами, метариодацитами, метатрахидацитами и их кластолавами, в более северных мелких пластинах – метариолитами и их метатуфами.

Метариолиты в верховьях рек Бол. и Мал. Бадьяю относятся к флюидално-полосчатым фельзитам, а метариодациты и метариолиты Большетынаготской пластины большей частью характеризуются однородной массивной текстурой и лишь фрагментарно – флюидалной. И те, и другие обладают как афировым, так и порфировым строением, окрашены в светло-серые тона с розовым, желтым или сиреневым оттенками. Основная масса пород представлена микроклином, альбитом и кварцем с примесью мусковита (серицита) и хлорита, вкрапленники – альбитом и кварцем.

Метатуфы имеют светло-серую окраску, преимущественно литокристаллокластические с обломками псаммитовой и псефитовой размерности, минеральная часть которых представлена

альбитом, микроклином и кварцем, литокластический материал – риолитами. Метатрахидаци-там свойственна лилово-серая цветовая гамма, фельзитовая или микролитовая структура основной массы, флюидально-полосчатая текстура, часто подчеркиваемая рудными аксессуориями – гематитом и титаномагнетитом; вкрапленники в «редкопорфировых» разностях представлены андезином.

По имеющимся петрохимическим данным (8 силикатных анализов, данные ГДП-200 и А. А. Соболевой – ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар)) фигуративные точки химических составов пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ располагаются в полях семейств трахидацитов, трахириодацитов, риодацитов и риолитов (прил. 12, рис. 10).

Средний состав элементов-примесей в кислых вулканитах имеет следующие параметры. Содержания Se (Кк – 27,3) очень резко превышают кларк для пород кислого состава (это же отмечено и для базальтов и, возможно, связано с ненадежностью метода – см. выше). Значительно превышают кларк содержания Hf (Кк – 7,5), существенно превышают – Y, Sc и Zr (Кк – 2,1–3,3), выше кларков As, Sb, Mo (Кк – 1,1–2,0), примерно на уровне кларков находятся Nb, Cr, Th, Ni (Кк – 0,8–1,0), существенно ниже кларков концентрации Rb, Cs, Ba, Co, Zn, U, Br, Ta, V, Cu, Ga, Pb (Кк – 0,5–0,7), очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Sr, Be, F (Кк – 0,2–0,4).

Содержания всех LREE, включая Eu, находятся на околочларковом уровне (Кк – 0,8–1,0). Содержания HREE либо выше кларков, либо на околочларковом уровне (Кк – 0,9–1,3) (Tm – Кк – 2,4), исключение составляют Tb и Lu (Кк – 0,6). Другие сведения по характеру распределения редкоземельных элементов см. в прил. 13.

Для кислых образований магнитная восприимчивость (χ) составляет $(6-9) \times 10^{-5}$ ед. СИ ($\chi_{\text{ср}} = 7,5 \times 10^{-5}$), плотность пород (σ) – 2,57–2,6 г/см³ ($\sigma_{\text{ср}} = 2,6$).

Позднерифейско–ранневендское время формирования верхнемолюдвожской подсветы основывается на возрасте цирконов (624 ± 3 млн лет), выделенных из метариолитов подошвенной части стратона в верховьях руч. Старуха-Шор (цирконы отобраны авторами при ГДП-200 данного листа и проанализированы в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» в рамках работ по составлению Госгеолкарты 1000/3 листа Q-41). Установленный возраст согласуется с данными о залегании верхнемолюдвожских пород (в более северных районах) под базальными конгломератами позднекембрийско–раннеордовикской погурейской свиты [90].

Мощность подсветы более 300 м.

Саблегорская свита распространена в Хобеизско-Маньхамбовской подзоне и представлена на площади листа лишь верхней подсветой.

Верхнесаблегорская подсвета ($\text{RF}_3 - \text{V}_1, \text{sb}_2$) на площади листа почти нацело сложена кислыми вулканитами, которые находятся в тектонических взаимоотношениях с более древней мороинской свитой. А. В. Цымбалюком [21] они трактовались как аркозовые песчаники и кварциты раннеордовикской (по авторам) саранхапнерской свиты, Э. С. Соседковым и др. [81] – как толща метаморфизованных кислых эффузивов позднепротерозойско–кембрийского «малотынаготского метаморфического комплекса».

Подсвета слагает Старикшорско-Челкуншорскую пластину, протягивающуюся от верховьев р. Саранседаю до верховьев правобережных притоков р. Хальмерью. Стратифицированные в ее составе вулканиты вместе с отвечающими им субвулканическими образованиями образуют верхнюю часть саблегорского базальт-риолитового комплекса; на данной территории они представлены, в основном, метаморфизованными лавами, реже туфами трахириолитов, риолитов. В незначительном объеме в составе подразделения присутствуют серо-зеленые металавроволиты и мелкозернистые метапесчаники. Метатрахириолиты (лавы, кластолавы, лавобрекчии и туфы) характеризуются, в основном, серо-зеленой окраской с оттенками розовых, сиреневых, лиловых и желтовато-белых тонов. Лавы подразделяются на афировые и порфиоровые. Первые обладают флюидальной текстурой, фельзитовой и сферолитовой структурами. Порфиоровые разности распространены более широко и характеризуются порфиоровой и гломеропорфиоровой текстурами, фельзитовой, гиалопилитовой и фельзито-сферолитовой (в рассланцованных разностях – гранобластовой и лепидогранобластовой) структурами основной массы. Плагноклаз представлен альбитом, редко олигоклазом, калиевый полевоый шпат – микроклином. Среди вулканокластических образований чаще встречаются кластолавы, реже – пепловые туфы и туфы псаммитовой размерности. Последние имеют пепловую перекристаллизованную основную массу, сложенную спекшимися обломками с атакситовой текстурой. Кластическая составляющая представлена осколками кристаллов кварца, плагноклаза и обломками фельзитовых риолитов. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, магнетит, сфен, ортит, рутил, турмалин и апатит.

Метаэффузивы кислого состава в южной части выходов подсветы отличаются появлением биотита, граната (спессартитового ряда), крупных фенокристаллов (порфиробласт?, бластопор-

филов?) калишпата и альбита. Структура пород в основном лепидогранобластовая (с сохранением реликтовой фельзитовой и сферолитовой), текстура микроплойчатая, либо неотчетливо-линзовидно-полосчатая (гнейсовидная).

Среди кислых вулканитов в целом преобладают породы умереннощелочного ряда, иногда в них отмечается повышенное содержание редких земель.

Петрохимически средний состав пород (прил. 11, табл. 2) отвечает онгориолиту (SiO_2 – 76,83 % (75,76–78,60)), характеризуется калиево-натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 0,67 (0,32–1,03)) в пределах умереннощелочного ряда ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – 7,35 % (6,17–7,98), соответствует высококалиевым породам с некоторым обеднением щелочами по отношению к алюминию (Ka – 0,79 (0,64–0,87)), их весьма высокоглиноземистым (al^1 – 5,4 (3,66–7,12)), перглиноземистым (ASI – 1,21 (1,04–1,55)) разностям. Величина коэффициента ASI указывает на значительное преобладание алюминия над щелочами и кальцием и на возможность образования самостоятельных минеральных фаз, представленных оксидом алюминия.

Геохимические особенности метаэффузивов подсвиты в пределах описываемой территории следующие. Содержания Se (Kк – 28,8) и Ni (Kк – 11,3) резко превышают кларки (это характерно для всех пород региона, о чем уже говорилось выше). Следует отметить, что по данным количественного спектрального анализа Kк для Ni составляет 0,8, что более реально для риолитов. Содержания Hf (Kк – 6,3) не столь значительно превышают кларк, но и они являются устойчиво высокими для всех пород региона, как кислых, так и основных. Кроме указанных выше, очень высокие содержания (значительно превышающие кларки) характерны для Tm (Kк – 3,1) и Sc (Kк – 2,1); превышают кларки и концентрации таких элементов как Y , Rb , Zn , As , Ba , Ga , Pb , а также всех MREE , кроме Tb и Lu (Kк – 1,1–2,0). Несколько ниже или на уровне кларков – Zr , Ba , Sb , Th , Ni , все LREE и Lu (Kк – 0,8–1,0), значительно ниже кларков – Tb , Cs , Sr , Br , Be (Kк – 0,5–0,7), а очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Sr , Nb , Co , U , Ta , V , Cu (Kк – 0,1–0,4). Характер распределения редкоземельных элементов дан в приложении 13.

Породы подсвиты, в основном, метаморфизованы в условиях эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В то же время, для образований, слагающих южную часть Старикшорско-Челкуншорской пластины, уровень метаморфизма достигает биотит-хлоритовой субфации ФЗС. На восточном краю пластины кислые эффузивы в подошве Челкуншорского надвига изменены метасоматозом – превращены во вторичные кварциты, сохранившие реликты субстрата.

Магнитное и гравитационное поля над образованиями подсвиты отрицательные слабодифференцированные: от –50 до –350 нТл и от –20 до –30 мГал. Магнитная восприимчивость пород составляет $(\chi)=(0+4)\times 10^{-5}$ ед. СИ ($\chi_{\text{ср}}=2,23\times 10^{-5}$), плотность (σ) колеблется в пределах 2,56–2,64 г/м³ ($\sigma_{\text{ср}}=2,6$ г/м³), радиационный фон не превышает 8–34 мкР/ч.

Позднерифейско–ранневендский возраст этих отложений базируется на определениях радиологического возраста цирконов гранитизированных метариолитов – 638 млн лет. Цирконы отобраны вблизи границы площади в ходе производства работ по совершенствованию серийных легенд и проанализированы урано-свинцовым методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в рамках работ по подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты 1000/3 листа Q-41. Существуют также достаточно многочисленные определения возраста (как позднерифейского, так и вендского) этих образований различными методами западнее территории листа [46, 24].

Мощность подсвиты в пределах площади до 1 000 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские стратоны площади сформированы в трех структурно-формационных зонах: Бельско-Елецкой (представленной восточной – Иргизлинско-Карской подзоной), Зилаиро-Лемвинской (с двумя подзонами – Западно-Лемвинской и Восточно-Лемвинской), а также Войкарской (Райизско-Войкарская подзона). Они охватывают возрастной интервал от позднего кембрия по девон включительно (ордовик, силур и девон представлены всеми отделами). Составление обобщенных стратиграфических колонок для различных структурно-формационных зон и подзон приведено на рис. 7.

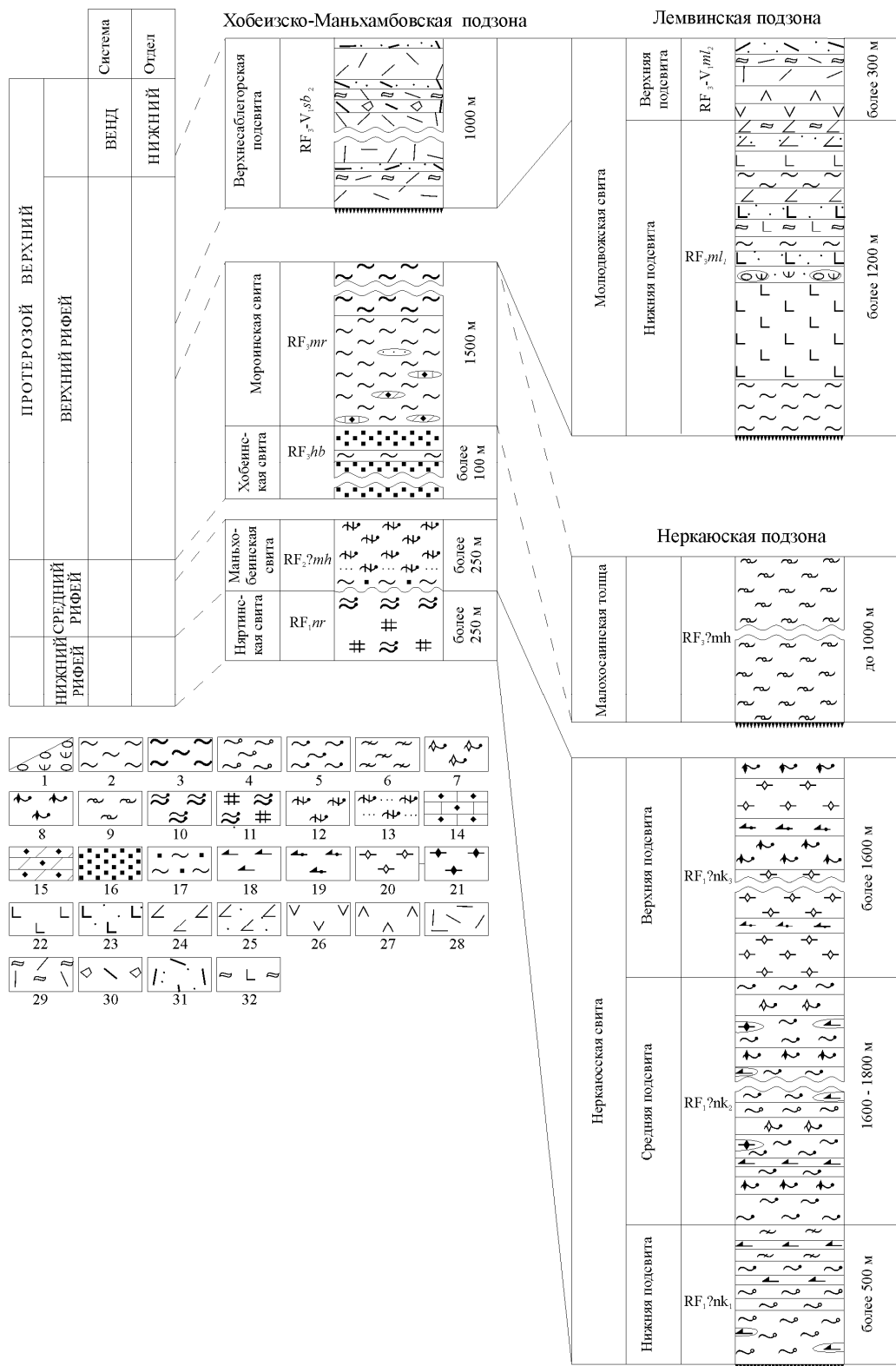


Рис. 7. Схема корреляции обобщенных стратиграфических разрезов протерозойских образований для Хобейско-Маньхамбовской, Лемвинской и Неркаюской подзон Лемвинской СФЗ.

1 – туфоконгломераты; 2 – сланцы апоглинистые; 3 – сланцы углисто-глинистые; 4 – лейкократовые хлорит-слюдистые (мусковит) кристаллосланцы; 5 – мезократовые слюдиисто-(мусковит)-хлоритовые кристаллосланцы эпидот, гранатосодержащие; 6 – актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы; 7 – хлорит-глаукофан-мусковитовые кристаллосланцы гранат, эпидотсодержащие; 8 – хлорит-барруазит-мусковитовые кристаллосланцы гранат, эпидотсодержащие; 9 – сланцы биотит-альбит-кварцевые; 10 – двуслюдяные кристаллосланцы гранатосодержащие; 11 – очковые гранат-двуслюдяные гнейсы гранатосодержащие; 12 – лейкократовые гнейсы; 13 – гнейсовидный полевошпат-кварцевый метапесчаник гранатосодержащий; 14 – мраморы; 15 – доломиты мраморизованные; 16 – кварциты; 17 – слюдястый кварцит; 18 – амфиболит; 19 – гранатовый амфиболит; 20 – глаукофановые сланцы; 21 – эклогит; 22 – базальты; 23 – туфы базальтов; 24 – андезитобазальты; 25 – туфы андезитобазальтов; 26 – андезиты; 27 – дациты; 28 – риолиты; 29 – кластолава риолитов; 30 – лавобрекчии риолитов; 31 – туфы риолитов; 32 – кластолавы базальтов.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Этому возрастному интервалу в Южно-Лемвинском районе Восточно-Лемвинской подзоны отвечает погурейская свита, впервые описанная В. Н. Гессе в 1961 г. Выделяются два типа разреза свиты – «западный» и «восточный».

ЗАПАДНЫЙ ТИП РАЗРЕЗА ПОГУРЕЙСКОЙ СВИТЫ

Терригенные отложения, распространенные в узкой полосе от северной границы листа (верховья левого притока р. Мал. Бадьяю и р. Бол. Бадьяю) до р. Хальмерью, ранее А. В. Цымбалюком [21] сопоставлялись с ниже-среднеордовикской хомасьинской свитой. Они залегают с размывом или малоамплитудным срывом на разновозрастных интрузивных и осадочно-вулканогенных образованиях «бескорневых доуралид», представлены относительно мелководными осадками, которые делятся на две подсвиты: нижнюю (псефито-псаммитовую) и верхнюю (алевролитно-сланцевую).

Нижнепогурейская подсвита ($\mathcal{G}-O_1pg_1$) развита ограниченно в истоках р. Бол. Тынагота и в узкой полосе, тянущейся от верховьев р. Мал. Бадьяю до низовьев р. Бол. Яротаю. Наиболее обнажена и детально изучена в верховьях р. Бол. Бадьяю [79, 35, 41]. Здесь наблюдается осложненное серией надвиговых срывов опрокинутое залегание пачки базальных конгломератов на прорванных интрузиями гранитов лемвинского комплекса терригенно-вулканогенных образований моллюдовождской свиты. В составе подсвиты выделяются две пачки. Нижняя (часто выклинивающаяся, мощностью от 0 до 190 м) представлена полимиктовыми конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками, линзовидно замещающими друг друга. Верхняя, мощностью около 500 м, сложена песчаниками, алевролитами и парасланцами.

Грубообломочная пачка отличается ритмичной слоистостью и трансгрессивной направленностью циклов. Конгломераты от мелкогалечных (преобладают) до валунных. Галька, составляющая от 30 до 80 %, имеет округлые и уплощенные формы, представлена эффузивами основного и кислого состава, кварцем, кварцитами и гранитами. Валуны, достигающие 1 м, сложены исключительно гранитами. Песчаный цемент конгломератов имеет розово-серый цвет, полосчатую текстуру, полимиктовый или кварц-полевошпатовый состав. В последнем случае обломочный гранитный материал едва различим на фоне аркозового заполнителя [41], что было расценено некоторыми исследователями как процесс гранитизации цемента [79]. Аркозовые песчаники (чаще розово-серые полосчатые) характеризуются бластопсаммитовой структурой, в кластическом материале преобладают полевой шпат (75–80 %) и кварц (15–20 %), цемент также аркозовый поровый. Формирование этой пачки, скорее всего, происходило в субконтинентальной обстановке при расчлененном рельефе, на что указывают колебания ее мощности, окраска, слабая сортировка материала и высокая валунистость.

Верхняя пачка сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и сланцев серицит-хлорит-кварцевого состава. Строение пачки ритмичное, основания ритмов слагают грубозернистые (до гравелитов) разности. Песчаники имеют псаммитовую или бластопсаммитовую структуру, массивную или сланцеватую текстуру. Кластический материал составляет от 60 до 80–90 % и представлен калишпатом (30–50 %), кварцем (25–35 %) и плагиоклазом (5–20 %). Цемент базального типа перекристаллизованный (серицит-хлорит-полевошпат-кварцевый с микрогранобластовой или микролепидогранобластовой структурой). Аксессуары представлены гематитом, лейкоксеном, сфеном, эпидотом и цирконом. Переход к отложениям верхней подсвиты постепенный, граница проводится по исчезновению выдержанных пачек песчаников.

За пределами площади в отложениях подсвиты определены брахиоподы, характерные для кидрясовского горизонта, конодонты раннего тремадока [57], цистоидеи, криноидеи и акритархи [89]. На территории листа в верховьях р. Мал. Бадьяю собран нижеордовикский комплекс микрофоссилий: *Leiosphaeridia eisenackia* Tim., *L. cerina* Tim., *L. tenuissima* Eis., *L. atteniatum* Eis., *Lophosphaeridium obtusatum* Tim., *Baltisphaeridium gdovia* Tim., *B. longispinosum* Eis., *B. bifurcatum* Eis., *B. brevispinosum* Eis., *Gloeocapsomorpha prisca* Zal., *Tylosphaeridium induratum* Tim., *Veryhachium trisulcum* Denff., *Trapezochitina* (?) sp. [41]. Нижний (позднекембрийский) возрастной предел принимается, исходя из находок (за пределами территории) макрофауны хмельевского горизонта в основании восточных разрезов свиты (и в соответствии с серийной Легендой).

Мощность нижнепогурейской подсвиты достигает 500 м.

Верхнепогурейская подсвита (O_1pg_2) ранее на территории большей своей частью включалась

в грубеинскую свиту [79, 81].

В низах разреза сложена зеленовато-серыми алевролитами с единичными маломощными прослоями массивных мелкозернистых песчаников, кварцитовидных алевролитов, алевросланцев и сланцев серицит-хлорит-кварцевого состава. Характерны породы, представленные тонким чередованием слоев почти белых алевропесчаников и зеленых и серых алевролитов («полосатики»). Вверх по разрезу количество сланцевой составляющей возрастает, а затем и превалирует. Под микроскопом алевролиты характеризуются бластоалевритовой структурой с реликтовым поровым или базальным цементом, тонкослоистой или массивной текстурами. В составе пород преобладают кварц (30–50 %, в кварцитовидных разностях до 80 %) и альбит (20–40 %). Количество слюдястых минералов (хлорита и серицита) увеличивается в алевропелитовых разностях, где содержание каждого из них достигает 5–15 %. Кварцитовидные алевролиты отличаются большей степенью перекристаллизации. Для сланцев характерны микролепидобластовая или микрогранолепидобластовая структуры, микрополосчатая и сланцеватая текстуры и следующий переменный состав: кварц – от 25–30 до 50–60 %, серицит – 30–50 %, хлорит – 35–55 % и альбит – 5–10 %. Акцессорные минералы представлены эпидотом, сфеном, цирконом и апатитом.

В пределах листа подсвета перекрывается только кайнозойскими образованиями, на смежных территориях ее верхняя граница проводится в подошве пачек пестроцветных алевролитов и алевропелитов грубеинской свиты. Фаунистические остатки в верхнепогурейских отложениях найдены севернее площади, где определены конодонты тремадока [57]. Мощность подсветы достигает 1 000 м.

Плотность и магнитная восприимчивость пород всей погурейской свиты (в западном типе разреза) имеют тенденцию к росту с уменьшением зернистости пород и составляют соответственно: $(\sigma) = 2,64\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$, $(\alpha) = (0\text{--}18) \times 10^{-5}$ ед. СИ [81]. Общая мощность обеих подсвет достигают 1 250 м.

ВОСТОЧНЫЙ ТИП РАЗРЕЗА ПОГУРЕЙСКОЙ СВИТЫ

В отличие от западных фаций, на востоке свита более «полимиктовая» в осадочной части и включает в себя прослой вулканитов. Она гораздо менее дифференцирована, что затрудняет выделение подсвет. Кроме того с севера на юг в восточных фациях постепенно усиливается степень рассланцевания пород и их динамотермальных метаморфических изменений (до среднетемпературной субфации ФЗС); отмечается постоянное присутствие во всех разновидностях пород стильпномелана.

Погурейская свита (*нерасчлененные образования*) ($\mathcal{E}\text{--}O_1, pg$) распространена на большей части северо-западной половины листа, слагая серию чешуй Центрального пакета пластин. Ранее А. В. Цымбалюком [21] эти породы на севере листа относились к кокпельской (позднепротерозойско–кембрийской) и, частично, – к раннеордовикской грубеинской свитам, на юге – к ранне-среднеордовикской хомасьинской свите. Последующие исследователи [79, 81, 64] выделяли те же подразделения с различной трактовкой их объема, распространения и возраста (последнее касается кокпельской свиты).

Сложена свита здесь терригенными образованиями с участием пирокласто-осадочных и вулканогенных пород. Характер распределения терригенного материала по разрезу в общих чертах соответствует последовательности осадконакопления в погурейской свите западного типа разреза. В нижней части преобладают более грубообломочные разности – метапесчаники и метаалевролиты с линзами мелкогалечных метаконгломератов, в верхней – метаалевролиты, алевросланцы и сланцы с линзами и маломощными пластами метапесчаников. Однако такая последовательность выражена не всегда, и в отдельных случаях разрез свиты завершается вновь появляющимися пачками метапесчаников. Преобладающий в разрезе терригенный материал нередко перемежается с вулканогенным, что фиксируется небольшой мощности покровными телами метабазальтов (метадолеритов) и их туфов, редко метариолитов и их туфов, а также прослоями туффитов и пирокласто-терригенных пород – от метатуфоконгломератов до метатуфопелитов. Среди эффузивов отмечаются линзы терригенных (вплоть до метаконгломератов) пород. Распространение прослоев вулканитов в свите по латерали и вертикали хаотично – отдельные поля развития стратона характеризуются практически полным отсутствием продуктов вулканической деятельности. В целом же отмечается несколько большая приуроченность метариолитов и их туфов к более грубообломочной части разреза.

Метагравелиты и мелкогалечные метаконгломераты имеют пеструю окраску в серо-зеленых, зеленых и зелено-розовых тонах. Кластический материал, составляющий от 15 до 65–75 %, представлен обломками кварцитов и жильного кварца (30–35 %), сланцев (до 15 %), метаэффу-

живов основного и кислого состава (до 10 %), гранитоидов (1–2 %), кварцевых эпидозитов (1–2 %), а так же обломками зерен кварца (до 25 %) и альбита (до 15 %). Гальки как хорошо, так и слабо окатанные с отчетливыми ровными или нечеткими (вследствие бластеза) ограничениями, в большинстве своем они ориентированы уплощениями по сланцеватости и заключены в цементирующий их мелко-тонкозернистый лепидогранобластовый агрегат серицит-альбит-кварцевого состава с многочисленными зернами сфена, эпидота и магнетита. В перекристаллизованном цементе присутствует стильпномелан в сноповидных, метельчатых сростках.

Метапесчаники и метаалевролиты окрашены в серо-зеленый цвет, по составу они преимущественно (хлорит)-серицит-полевошпат-кварцевые. Как и для верхнепогурейской подсветы западного типа разреза, характерны «полосатики» – тонкое чередование слойков почти белых алевропесчаников, зеленых и серых алевролитов. Под микроскопом породы характеризуются реликтовой псаммитовой (в сочетании с лепидогранобластовой, гетеробластовой и лепидобластовой) структурой, полосчатой (нередко плейчатой) текстурой. Кварц и полевой шпат составляют 60–80 % породы, серицит и непостоянно присутствующий хлорит – по 5–15 %, эпидот – до 10 %. Цемент перекристаллизованный базальный (слюдисто-полевошпат-кварцевый с лепидогранобластовой структурой). Здесь также довольно равномерно развит стильпномелан. Акцессории представлены апатитом, турмалином, сфеном, лейкоксеном и магнетитом.

Апоалевропелитовые и апопелитовые сланцы серо-зеленые полосчатые, плейчатые с блестящими поверхностями рассланцевания, имеют лепидобластовую, лепидогранобластовую структуру, переменный серицит-хлорит-альбит-кварцевый состав. Полевошпат-кварцевый (кварц-полевошпатовый) агрегат составляет около 85–90 % породы, хлорит-слудистый – 10–15 %. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, эпидотом и цоизитом.

Эффузивы основного состава слагают маломощные (лишь изредка достигающие десятков метров) линзовидные тела и представлены метабазальтами, метадолеритами и ортосланцами. Метабазальты окрашены в темно-зеленые и голубовато-темно-зеленые цвета, рассланцованные или массивные с выраженной миндалекаменной структурой. Миндалины чаще всего выполнены эпидотом (иногда с каймами хлорита), реже – карбонатом. Под микроскопом порода характеризуется фиброгранобластовой или нематогранобластовой структурой, плейчатой или волокнисто-параллельной структурой основной массы, обтекающей миндалины и состоящей из альбита, эпидота и актинолита. Акцессориями являются лейкоксен, сфен, апатит и титаномагнетит. Метадолериты встречаются гораздо реже базальтов, имеют коричнево-бурую или буровато-черную окраску, афиловую или порфиловую структуру. Мелкокристаллическая основная масса под микроскопом характеризуется интерсертальной структурой с наложенным стильпномеланом, составляющим до 10–15 %. Характерной чертой метадолеритов является их насыщенность титаномагнетитом, окруженным землистым лейкоксеном. Содержание титаномагнетита и продуктов его разложения достигает 5 %, что обуславливает высокую магнитную восприимчивость пород – до $1\ 672 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Ортосланцы по основным эффузивам представлены агрегатом вторичных минералов (полностью замесивших разложенные первичные) эпидот-альбит-хлоритового, альбит-хлорит-эпидот-актинолитового, карбонат-альбит-актинолит-хлоритового состава с переменным содержанием составляющих. Структура ортосланцев грано-лепидобластовая, лепидогранонематобластовая с элементами реликтовой магматической, а также гранофибролепидобластовая с элементами реликтовой интерсертальной; текстура тонкополосчатая, иногда с элементами линзовидной, сланцеватая, либо массивная. Нацело разложенный плагиоклаз, замещаясь альбитом (или ассоциацией – альбит-хлорит-карбонат-лейкоксен), сохраняет свою реликтовую форму в виде агрегатных скоплений микролейст и микропризм, так же, как и темноцветный минерал, замещаемый хлоритом и актинолитом.

По имеющимся петрохимическим данным (17 анализов, данные ГДП-200 листа Q-41-XXVI и А. М. Пыстина и др. [72]), фигуративные точки составов основных вулканитов на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (прил. 12, рис. 33) размещаются преимущественно в поле семейства базальтов (четырнадцать точек). Две точки попадают в поле ультраосновных пикробазальтов и одна – умереннощелочных пикробазальтов (не отвечающих таковым по целому ряду параметров: высокие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , пониженные содержания MgO и т. д.). Средний состав базальтов ($\text{SiO}_2 - 48,13\%$ (48,80–50,66), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 2,19\%$ (1,16–3,20)) обнаруживает некоторое сходство с оливиновыми базальтами (прил. 11, табл. 12). По величине коэффициента a' – 0,68 (0,58–0,79) он отвечает низкоглиноземистым разностям (как и практически все частные составы). По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 13,8$ (3,05–115,0) почти все эти породы характеризуются натриевым типом щелочности; по содержанию K_2O относятся к низкокалиевым (прил. 12, рис. 34); агпайтовый индекс – 0,25 (0,14–0,37) указывает на низкую долю щелочей по отношению к алюминию. По величине коэффициента фемичности $f - 22$ (19–24)

базальты отвечают меланократовым, реже мезократовым разностям; значение коэффициента фракционирования железа ($K_f = 65$ (50–75) соответствует железистым разновидностям, величина параметров A (26) и S (26) отвечает оливиновому (толеитовому) базальту.

Содержания Se ($K_k = 18,6$) в вулканитах основного состава (как и во всех других породах региона) резко превышают кларк. Существенно превышают его Sc, Sb, Hf, Be ($K_k = 2,2-3,4$), выше кларков Sr, Zr, Co, As, V, Zr, Cu, Co, Mo, Nb, Y, Zn, Ga, Pb ($K_k = 1,1-1,9$). Примерно на уровне кларков находятся U и Cr (0,8–1,0), существенно ниже их – Rb и Ni (0,5–0,7); очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Ba, Zn, Th, Br ($K_k = 0,1-0,4$). Концентрации всех LREE (кроме Ce) также существенно ниже кларков ($K_k = 0,2-0,6$); содержания Ce, Eu, всех промежуточных и тяжелых REE (кроме Lu) превышают кларки или соответствуют им. Детальная информация о характере распределения редкоземельных элементов приведена в приложении 13.

Кислые эффузивы в пределах площади представлены как крайне маломощными, так и крупными стратифицированными телами метариолитов, метариодацитов и их метатуфов. У северной рамки в верховьях р. Бол. Тыкотлова располагается покров метариолитов (метариодацитов) размером 6×1 км, рассматривавшийся ранее как «Тыкотловский массив». Данный покров имеет сложное строение: «нижняя» часть (усеченная надвигом) мощностью около 180 м сложена темно-серыми массивными, стекловатыми риолитовыми фельзитами с редкими «потоками» более светлых разностей; выше залегают фельзитоподобные риолиты зеленовато-светло-серого цвета (90 м); они перекрываются пачкой мощностью (около 220 м) флюидално-полосчатых от светло-серых до серых фельзитоподобных риолитов с линзовидными телами розовых кластолав риолитов (последние сложены светло-розовыми риолитовыми фельзитами с округлыми галькоподобными обломками более розовых разностей); еще выше залегают лавобрекчии (40 м) представленные флюидално-полосчатыми серо-зелеными риолитами с обилием обломков (линзовидной, округлой, удлиненно-остроугольной или крайне причудливой формы) сложенных стекловатыми фельзитами зеленовато-светло-серого или розового цвета; далее риолиты в зоне надвига осложнены развитием милонитов, зон окварцевания (вплоть до вторичных кварцитов), брекчирования, и т. д.

Структура метариолитов и метариодацитов афировая, редко – мелкопорфировая с фельзитовой структурой основной массы, для сильно измененных разностей (ортосланцев) характерна микролепидогранобластовая фельзитоподобная структура. Текстура пород массивная или неясно полосчатая, ортосланцев – сланцеватая, участками пятнистая. Сложены метаэффузивы преимущественно микро- и мелкозернистым полевошпат-кварцевым, кварц-полевошпатовым агрегатом, а также переменным количеством серицита, стильпномелана и эпидота. Из аксессуарных минералов встречаются алланит, титанит, циркон, апатит, магнетит и ортит.

Кислые вулканиты района р. Бол. Тыкотлова по имеющимся петрохимическим данным (8 анализов, данные ГДП-200 листа Q-41-XXVI) на классификационной диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ располагаются в полях семейств риолитов (7 точек) и риодацитов (1 точка) (прил. 12, рис. 35).

Составы риолитов (прил. 11, табл. 14) отражают колебания в содержании щелочей и их отношений и соответствуют низкощелочным разновидностям плагиориолитов и риолитов ($SiO_2 - 77,94\%$ (73,00–82,60)). Отмечается значительная группа составов, содержание кремнезема в которых превышает значения, принятые для неизмененных кислых магматических пород. Средний состав характеризуется натриевым типом щелочности ($Na_2O/K_2O = 1,31$ (0,06–34,36)); в редких случаях у частных составов натриевый тип выражен резко, в других (также редких) случаях, отчетливо проявлен калиевый тип, что указывает на метасоматические изменения риолитов. Породы характеризуются средней степенью обеднения щелочами по отношению к алюминию ($K_a = 0,69$ (0,40–0,91)); по уровню содержания K_2O средний состав риолитов относится к умереннокалиевому, отдельные частные составы отвечают низкокалиевым разностям (прил. 12, рис. 36). Породы высокоглиноземистые ($al' = 3,43$ (1,24–10,85)); кроме того все частные составы выборки относятся к перглиноземистым разностям ($ASI = 1,18$ (0,98–1,78)). Величина коэффициента ASI указывает на существенное преобладание алюминия над щелочами и кальцием и на возможность образования самостоятельных минеральных фаз, представленных оксидом алюминия.

Содержания Se ($K_k = 13,2$) и Hf ($K_k = 11,8$) в эффузивах кислого состава района Р. Тыкотлова значительно превышают кларк для пород этого класса; существенно превосходят кларки концентрации таких элементов как Y, Cr, As ($K_k = 2,7-3,6$); выше кларков содержания Zr и Nb ($K_k = 1,3-1,9$), на уровне кларков находятся Zn и Sb (0,8–1,0), существенно ниже кларков Ba, Co, Th, Ta (0,5–0,7). Очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Rb, Sr, Cs, Sc, U ($K_k = 0,1-0,4$).

Содержания всех LREE, включая Eu, существенно ниже кларков (Кк – 0,6–0,8 и 0,3 для Eu). Содержания HREE выше кларков (Кк – 1,1–1,7, для Tm – 3,7), исключение составляет Tb (Кк – 0,6). Характер распределения редкоземельных элементов приведен в приложении 13.

Говоря о геохимической специализации вулканитов, следует отметить, что базальты и их туфы характеризуются повышенными содержаниями Sr, Zr, Co, As, V, Zr, Cu, Mo, Nb, Y, Zn, Ga, Pb, метаэффузивы кислого состава – повышенными содержаниями Hf, Mo, Sc, As, Sb, Zr, Y, Zn, Au, Ga.

Основные эффузивы и ортосланцы характеризуются повышенной плотностью (σ) = 2,78–2,96 г/см³ ($\sigma_{\text{ср}}$ = 2,86) и магнитной восприимчивостью (α) = (21–42)×10⁻⁵ ед. СИ ($\alpha_{\text{ср}}$ = 29×10⁻⁵). Кислым эффузивам, наоборот, свойственны минимальные значения плотности (σ) = 2,57–2,58 г/см³ ($\sigma_{\text{ср}}$ = 2,57) и магнитной восприимчивости (α) = (0–3)×10⁻⁵ ед. СИ ($\alpha_{\text{ср}}$ = 2×10⁻⁵). Терригенным породам (преобладающим в свите) соответствуют средние значения этих показателей, хотя магнитная восприимчивость в 50 % замеров близка или равна нулю: (σ) = 2,63–2,77 г/см³ ($\sigma_{\text{ср}}$ = 2,7), (α) = (0–22)×10⁻⁵ ед. СИ ($\alpha_{\text{ср}}$ = 15×10⁻⁵).

Нижняя граница свиты на территории листа повсеместно тектоническая, верхняя проводится либо в подошве первой (практически не содержащей терригенных отложений) мощной пачки основных эффузивов кокпельской свиты, либо – по появлению в разрезе пестроокрашенных терригенных образований грубеинской свиты.

Изотопно-геохронологические исследования цирконов, отобранных нами из риолитов в верховьях р. Бол. Тыкотлова, выполненные в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», указывают на их тремадокский (484,6±3,1 млн лет) возраст. Разброс датировок в «древней части» достигает 494 млн лет, что соответствует позднекембрийско–раннеордовикскому возрасту погурейской свиты, установленному по органическим остаткам за пределами площади.

Мощность погурейской свиты в восточных фациях до 1 600 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Кокпельская свита (O₁kk), развитая в Восточно-Лемвинской подзоне, выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1960 г. Распространена в северной части площади (к северу от верховьев рек Селэмью, Неркау и руч. Селэмшор), где слагает серию чешуй Центрального пакета пластин Восточно-Лемвинского покрова.

На территории листа свита без перерыва продолжает разрез погурейской свиты, отличаясь от последней тем, что сложена, в основном, вулканогенными образованиями с переменным, но в целом небольшим количеством терригенных пород. Достаточно представительный (несмотря на сложную изоклинальную складчатость и недостаточную обнаженность) для понятия общего ее строения разрез обнажается в верховьях р. Мал. Тыкотлова и по ее правым притокам. Практически повсеместно нижняя часть свиты сложена пачкой (мощностью около 300 м) основных эффузивов, переслаивающихся со сланцами хлорит-серицит-альбит-кварцевого состава. Сланцы составляют не более 10–15 % от общего объема пачки; мощность их прослоев не превышает 10 м, в единичных случаях достигая нескольких десятков метров. Также изредка отмечаются линзы алевросланцев и алевропесчаников. Залегающая выше почти монопородная вулканогенная пачка (мощностью до 700 м) представлена эффузивами основного состава практически без участия терригенных, пирокластических и осадочно-вулканокластических пород. Для верхней ее части характерно спорадическое появление вулканитов лиловой окраски, а затем и единичных прослоев филлитовидных сланцев пепельно-серого цвета. Вулканиты представлены мета-базальтами (подобными описанным в составе погурейской свиты), а также (реже) метаандези-базальтами. В некоторых случаях отмечаются потоки с сохранившейся подушечной или матрацевидной отдельностью и лапиллиевые (возможно бомбовые) лавы.

По имеющимся петрохимическим данным (41 анализ, данные ГДП-200 листа Q-41-XXVI и [72]), фигуративные точки составов вулканитов на классификационной диаграмме SiO₂ – (Na₂O+K₂O) размещаются главным образом в поле базальтов, незначительная их часть отвечает трахибазальтам и андезибазальтам (прил. 12, рис. 37). Единичные точки располагаются в поле умереннощелочных пикробазальтов и ультраосновных пикробазальтов, но по содержанию MgO не отвечают даже основным пикробазальтам. Средний состав вулканитов по основным параметрам (SiO₂ – 48,98 % (43,8–54,9), Na₂O+K₂O – 3,2 % (0,48–5,39) отвечает базальтам (прил. 11, табл. 15); по величине коэффициента – al¹ – 0,7 (0,49–0,98) их низкоглиноземистым разностям (отдельные частные анализы отвечают умеренно-глиноземистым породам), по отношению Na₂O/K₂O – 8,7 (0,59–71,6) – натриево-щелочности (частные составы, которые соответствует калиево-натриево или даже калиево-типу, единичны и появление их обусловлено

степенью изменения пород). По содержанию K_2O вулканыты, в большинстве своем, являются низкокальцевыми, средний состав отвечает границе раздела низкокальцевых и умереннокальцевых базальтов (прил. 12, рис. 38). Агпайтовый индекс – 0,38 (0,07–0,7). По величине коэффициента фемичности f – 21,1 (12,4–26,6) средний состав, как и подавляющее большинство частных составов, отвечает разностям, переходным от мезократовых базальтов к меланократовым.

Основная масса фигуративных точек, попадающих на диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ в поле трахибазальтов, характеризует составы, имеющие крайне резко выраженный натриевый тип щелочности ($Na_2O/K_2O = 10,5-32,7$), что не отвечает нормативным параметрам этих пород.

Для геохимической характеристики вулканытов использовались только результаты приближенно-количественного спектрального анализа (ПКСА). Очень резко превышают кларки для пород основного состава содержания Sb (Кк – 20,0), значительно превышают их Mo , Be , Sn , As , Yb (Кк – 2,2–5,0), выше кларков Ni , Co , Pb , Sc , Ge (Кк – 1,2–2,0). Примерно на уровне кларков находятся содержания Zn , Cu , Ba (0,8–1,0), существенно ниже – V , Cr , Zr , Nb , Y , Sr , Ga (0,5–0,7).

Эти породы, в петрохимическом отношении сопоставляемые с континентальными толейтами, относятся к базальтовой формации и образованы в палеогеодинамических условиях континентальных рифтовых зон.

По физическим свойствам образования свиты сопоставимы с аналогичными породами в погурейской свите. Основные эффузивы характеризуются магнитной восприимчивостью (α), изменяющейся в пределах от 15 до $4\ 460 \times 10^{-5}$ ед. СИ, причем львиная доля значений не превышает $(15-80) \times 10^{-5}$, а α_{cp} составляет 33×10^{-5} ед. СИ. Диапазон изменения плотности (σ) – от 2,5 до $3,3\ г/см^3$ при преобладании значений 2,7–3,1 ($\sigma_{cp} = 2,91\ г/см^3$). Сланцам соответствуют магнитная восприимчивость (α) = $(0-40) \times 10^{-3}$ ед. СИ ($\alpha_{cp} = 18 \times 10^{-5}$) и плотность (σ) = 2,6–3,0 $г/см^3$ ($\sigma_{cp} = 2,8\ г/см^3$).

Время формирования кокпельской свиты определено как поздне-тремадокское–раннеаренигское на основании залегания ее на позднекембрийско–раннетремадокских отложениях погурейской свиты. Возраст подтверждают и находки акритарх ордовикского облика на р. Кокпела в стратотипическом разрезе за пределами площади [41]. Мощность свиты достигает 1 000 м.

Грубейнская свита (O_1gr), относящаяся к Восточно-Лемвинской подзоне, выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1958 г. В пределах листа развита на крайне ограниченных площадях у северной рамки. На р. Бол. Тыкотлова, судя по положению в пространстве, она частично замещает вклинивающиеся в нее эффузивы кокпельской свиты, граница с которыми не обнажена, но появление лиловой окраски у вулканытов основного состава в ассоциации с прослоями пепельно-серых сланцев, предположительно, указывает на существование постепенного перехода (см. описание погурейской свиты). Севернее руч. Парус-Шор вытянутая узкой полосой грубейнская свита на западе налегает (?) на образования погурейской свиты, на востоке перекрывается (?) комплексом пород харбейшорской свиты (контакты не обнажены).

Эти отложения на площади почти не обнажены и картируются по единичным обломкам вишневого сланцев среди делювия. В более северных районах [90] для свиты характерно ритмичное переслаивание зеленых, зеленовато-серых, лиловых, вишнево-красных и серофиолетовых алевролитов, алевритистых глинистых сланцев и алевропесчаников. Зеленые алевролиты характеризуются кварцевым и кварц-полевошпатовым составом. Цемент их поровый, базально-поровый, по составу кварц-хлоритовый или серицит-хлоритовый. Лиловые алевролиты и алевроглинистые сланцы имеют кварц-гематит-хлоритовый состав. Гематит присутствует в виде пылевой примеси, составляя от 2 до 15 %. Аксессуары представлены эпидотом, апатитом и турмалином.

Алевропесчаники имеют плотность (σ) = $2,68\ г/см^3$, магнитную восприимчивость (α) = $(4-19) \times 10^{-5}$ ед. СИ и удельное электрическое сопротивление (ρ) = 1 100–7 900 Ом·м. Алевролиты зеленые и лиловые характеризуются несколько повышенной плотностью (σ) = $2,73\ г/см^3$, магнитной восприимчивостью (α), равной $(4-19) \times 10^{-5}$ ед. СИ и удельным электрическим сопротивлением (ρ), изменяющимся в пределах 290–6 600 Ом·м. Средневзвешенная плотность отложений составляет $2,73\ г/см^3$ [90].

Нижняя граница свиты, в случае налегания на погурейские образования, проводится в подошве первой пачки пестроцветных алевролитов. Контакт с вклинивающимися в ее разрез кокпельскими вулканогенными отложениями устанавливается в кровле последних пластов метабазальтов. Верхняя граница с харбейшорской свитой проводится по исчезновению лиловых разностей пород и появлению монотонных пачек зеленых алевропесчаников.

Возраст грубейнской свиты принимается как поздне-тремадокский–раннеаренигский по залеганию ее между погурейской и харбейшорской свитами.

Мощность подразделения составляет 500–800 м.

Харбейшорская свита и нижнемолдшорская подсвита нерасчлененные (O_2hb-ms_1) относятся к Восточно-Лемвинской подзоне. Выходы их наблюдаются на крайнем северо-востоке площади (севернее и северо-восточнее верховьев руч. Парус-Шор) в пределах двух тектонических чешуй Восточно-Лемвинского покрова. Ранее М. П. Мезенцевым [64] эти образования картировались в составе средне-позднеордовикской польинской свиты.

Обнаженность стратона весьма слабая. Представлен он переслаиванием светло-зелено-серых метаалевролитов и метаалевропелитовых сланцев, редко – метапесчаников. В верхней части разреза в переслаивании участвуют темно-серые углисто-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы. В резко подчиненном количестве присутствуют серо-зеленые кварцито-видные метаалевролиты, в верхах разреза – также фтаниты, основные эффузивы их туфы. Видимое преобладание в разрезе метаалевролитов, возможно является следствием слабой обнаженности и большей склонностью сланцев к разрушению.

Метаалевролиты и метапесчаники характеризуются кварц-полевошпатовым составом, бластоалевритовой или бластопсаммитовой структурами, массивной или полосчатой текстурой. Цемент породы лепидогранобластовый кварц-серицит-эпидот-хлоритовый. Аксессуары представлены апатитом и лейкоксеном. Плотность метаалевролитов (σ) составляет $2,69 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость (α) = 10×10^{-6} ед. СИ, удельное электрическое сопротивление (ρ) = $1\ 300\text{--}7\ 250 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Кремнистые сланцы представляют собой криптомикрзернистый кремнистый агрегат, в котором неравномерно распределено глинистое и углистое вещество. Глинистое вещество перекристаллизовано в микрочешуйчатую серицит-хлоритовую массу, углистое вещество образует скопления по плоскостям наслоения, либо присутствует в виде пылевой примеси. Структура сланцев лепидогранобластовая, текстура сланцеватая полосчатая. Содержание кварца в них колеблется в пределах 50–80 %, серицита – 5–25 %, хлорита – 5–10 % и углистого вещества – 2–35 %. Аксессуары представлены апатитом, рутилом, сфеном, редко – турмалином. Фтаниты и сланцы с высоким содержанием кремнистого вещества вблизи зоны Главного Уральского надвига перекристаллизованы и имеют кварцито-видный облик.

Основные эффузивы представлены (большей частью) ортосланцами, редко – рассланцованными кластолавами базальтов, характеризующимися линзовиднополосчатой текстурой и лепидонемато-гранобластовой (с реликтами порфириной) структурой. Представляют собой агрегат (карбонат)-хлорит-амфибол-эпидот-альбитового состава, на фоне которого отмечаются более крупные (0,3–1 мм) катаклазированные зерна альбита. По данным со смежной с севера территории [90] основные породы нижнемолдшорской подсвиты несколько недосыщены кремнеземом, имеют повешенную щелочность и резкое преобладание натрия над калием.

Метатуфы (метатуффиты) под микроскопом обнаруживают кристаллолитокластическую структуру. Превалирует пирокластический материал, представленный обломками базальтов, кристаллами плагиоклаза, пироксена, амфибола и их обломками. Цементирующая масса имеет эпидот-хлоритовый состав.

Для углисто-глинисто-кремнистых сланцев свойственны низкая плотность (σ) = $2,61\text{--}2,66 \text{ г/см}^3$ и низкая магнитная восприимчивость (α) = $(9\text{--}12) \times 10^{-5}$ ед. СИ, их среднее удельное электрическое сопротивление (ρ) составляет $300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Базальты и их туфы характеризуются повышенной плотностью (σ = $2,76\text{--}2,84 \text{ г/см}^3$) и магнитностью ($(25\text{--}35) \times 10^{-5}$ ед. СИ). Все породы свиты, кроме кремнистых сланцев, высокоомны ($2\ 800\text{--}3\ 300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) [90].

Верхняя часть нижнемолдшорской подсвиты на площади тектонически «усечена», севернее контакт с верхнемолдшорской подсвитой выражен в резком увеличении объема эффузивных пород [90].

Среднеордовикский возраст стратона принимается по аналогии с более северными районами. Общая мощность его от 500 до 600 м.

Саледская свита (O_2sl), принадлежащая Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, развита крайне ограниченно на северо-западе площади (левобережье р. Кожым), где слагает фрагмент Нижнемалобадьяюской пластины. Впервые описана Г. А. Черновым в 1948 г. Обнажена очень слабо и изучена в единичных коренных выходах и элювиально-делювиальных развалах. Представлена серо-зелеными алевролитами (олигомиктовыми и кварцевыми), которые часто имеют кварцито-видный облик. В подчиненном количестве присутствуют сланцы переменного серицит-хлорит-кварцевого состава, включающие в верхней части разреза маломощные линзы известковистых разностей.

Алевролиты метаморфизованы в условиях низкотемпературной субфации ФЗС, по составу альбит-хлорит-серицит-кварцевые, характеризуются бластоалевритовой, иногда бластоалевропсаммитовой структурой и тонкослоистой текстурой. Кварцевые разности содержат большую долю кварца и, соответственно, меньшее (менее 5 %) количество полевого шпата (в олигомик-

товых разностях – до 10–15 %). Цемент серицит-хлоритовый поровый перекристаллизованный. Аксессуары представлены эпидотом, апатитом, сфеном, лейкоксомом и магнетитом. Сланцы обладают микрогранолепидобластовой или микролепидобластовой структурой, микрополосчатой или сланцеватой текстурой. Минеральный состав: кварц (25–60 %), серицит (30–50 %), хлорит (35–55 %) и альбит (5–10 %).

По данным, полученным на соседнем с запада листе [47], магнитная восприимчивость (α) пород колеблется в пределах $(2-2\ 400)\times 10^{-5}$ ед. СИ ($\alpha_{\text{cp}} = 540\times 10^{-5}$), плотность (σ) – 2,58–2,75 г/см³ ($\sigma_{\text{cp}} = 2,67$).

Нижняя граница свиты в пределах листа не обнажена. В смежных районах она проводится в подошве зеленоцветных песчаников, сменяющих красноцветные и светло-серые песчаники залегающей ниже обеизской свиты. Верхняя граница устанавливается в подошве первых слоев известняков, относящихся к грубепендишорской толще.

За пределами площади в отложениях свиты встречены колпачковые брахиоподы, характерные для верхов аренигского яруса, иглокожие и конодонты [4, 5, 27]. Возраст принимается позднеаренигским в объеме индысейского горизонта (средний ордовик). Мощность свиты 500–600 м.

Грубепендишорская толща (O_2-3gb) относится к Иргизлинско-Карской подзоне и в фациальном отношении занимает промежуточное положение между мелководно-шельфовыми осадками Бельско-Елецкой СФЗ и относительно глубоководными отложениями Западно-Лемвинской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Ранее эти образования включались в состав шугорской [79, 21] или кожимской [35] свит Бельско-Елецкой СФЗ, имеющих ту же возрастную датировку.

Распространена толща на северо-западе площади в районе р. Кожым и приустьевых участков рек Мал. и Бол. Бадьяю, Сэлэмью и Яротаю, где слагает фрагмент Нижнемалобадьяюской пластины. Представлена светло-серыми, серыми мраморизованными известняками, включающими в нижней части разреза маломощные прослои зелено-серых альбит-хлорит-серицит-кварцевых сланцев, в средней части – многочисленные «примазки» и линзовидные микрослойки черных углисто-серицит-кварцевых или углисто-хлорит-кварц-серицитовых сланцев [35]. В составе толщи также присутствуют шламовые и органогенно-детритовые известняки. Под микроскопом известняки характеризуются мелко-среднезернистой гранобластовой и гетеробластовой (бластосаммитовой, бластоалевритовой) структурой и массивной, полосчатой или сланцеватой текстурой. Содержат терригенную алевритовую примесь, представленную кварцем и ассоциирующую с линзовидными прослоями углисто-серицит-кварцевых сланцев. Встречаются также песчаные мраморизованные известняки.

Для большей части толщи установлен среднеордовикский возраст на основании находок на территории листа конодонтов *Scandodus cf. mysticus* Barn. et Popl., *Distacodus* sp. Nov. [35] и других форм, а также определений цистоидей, криноидей и мшанок за пределами площади [27, 41, 91]. Позднеордовикский возраст верхней части разреза толщи предполагается на основании непрерывного залегания ее в смежных районах под верхнеордовикскими образованиями.

Мощность обнаженной части толщи на площади составляет 350–450 м, полная мощность может достигать 800–1 200 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Харотская свита ($S-D_1hr$) выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г. Ранее А. В. Вознесенским [35] она картировалась на площади как «силурийско-девонские отложения». Свита слагает мелкую пластину на западном фланге Верхнемалемвинского паравтохтона в районе устья р. Бол. Бадьяю, где наблюдалась в единичном коренном выходе в правом борту долины р. Кожым. Сложена черными углисто-кремнистыми сланцами с маломощными (0,1–0,3 м) прослоями темно-серых пелитоморфных известняков. Предположительно, фрагмент обнаженного разреза соответствует нижней части разреза. Границы свиты в пределах листа тектонические. В более северных районах возраст ее охарактеризован раннесилурийскими криноидеями и конодонтами позднесилурийско-раннедевонского возраста [27, 15, 41]. Мощность более 450 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Стратоны этого возраста распространены в Западно-Лемвинской подзоне Зилаиро-

Лемвинской СФЗ (надотамыльская свита) и в Райизско-Войкарской подзоне Войкарской СФЗ (титовская и галактионовская свиты).

Надотамыльская свита подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (D_1nd_1) развита в нижнем течении рек Бол. Бадьяю, Селэмью и Яротаю, где слагает Правобережную группу пластин Верхнелемвинского паравтохтона. В основании разреза фрагментарно обнажается «кварцитовая» пачка, сложенная внизу темно-серыми кварцитовидными песчаниками с редкими маломощными прослоями углисто-глинистых сланцев, вверху – кварцитовидными песчаниками серого и светло-серого цвета с единичными прослоями серых хлорит-серицит-кварцевых сланцев. По данным, полученным на прилегающей с севера территории [90], песчаники характеризуются низкими значениями плотности (σ) – 2,63 г/см³ и магнитной восприимчивости (α) – $5,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ, относительно высоким удельным электрическим сопротивлением ($\rho = 2\ 000$ Ом·м). Обнаженная мощность их около 100 м. Выше залегает пачка переслаивающихся кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В этой пачке отмечается возрастание доли сланцевой составляющей снизу вверх по разрезу, здесь же в смежных с севера районах установлены остракоды и конодонты эмса [15]. Нижняя граница подсвиты тектоническая. Контакт со средней подсвитой проводится в подошве первого мощного прослоя глинистых алевролитов с одновременным исчезновением в разрезе кварцитовидных песчаников.

Мощность до 300 м.

Средняя подсвита (D_1nd_2) обнажена слабо, за исключением р. Бол. Бадьяю, где вскрыт, хотя и неполный, но достаточно представительный разрез. Сложена переслаивающимися коричневатобуровато-серыми алевролитами и черными углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, в подчиненном количестве присутствуют прослои серо-зеленых серицит-хлорит-кварцевых сланцев и редкие пласты известковистых алевролитов. Глинистые сланцы и алевролиты средней (а также и верхней) подсвиты имеют повышенные плотность (σ) – 2,68 г/см³ и магнитную восприимчивость (α) – 27×10^{-5} ед. СИ, относительно низкое удельное электрическое сопротивление ($\rho = 890$ Ом·м) [90].

За пределами листа эти отложения охарактеризованы остракодами и кораллами раннего эмса [5]. Граница с верхней подсвитой проводится по появлению прослоев и пачек известняков. Мощность подразделения 500–700 м.

Верхняя подсвита ($D_{1-2}nd_3$) обнажена фрагментарно по рекам Бол. Бадьяю и Яротаю, где вскрывается неполный (тектонически усеченный) разрез. В более северных районах по литологическим особенностям в составе подсвиты выделяются три пачки: сланцевая с прослоями известняков, существенно известняковая и кварцитовая [89].

Аналогами сланцевой пачки на территории листа, очевидно, являются обнажающиеся в небольших выходах на р. Яротаю переслаивающиеся известковистые песчаники и углисто-глинистые сланцы с небольшими линзочками песчаников. В подошве отдельных слоев песчаников присутствует галька и гравий подстилающих сланцев. Также в известковистых песчаниках обнаружены остатки (плохой сохранности) остракод и кораллов [35]. Вблизи этих выходов в правом борту долины р. Яротаю встречено изолированное обнажение темно-серых мраморизованных, глинистых, прослоями органогенных (детритовых) известняков. В них определены брахиоподы *Gypidula ivdelensis* Khod., *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *U. Parallelepipedes* Bron., *Atrupa* sp., криноидеи *Hexacrinus* cf. *Biconcavus* Velt. et I. Breiv., *Cupressocrinites* cf. *ovatus* Schewch., *Anthinoocrinus* sp. ind., трилобиты *Phacops* sp., *Renalcis* sp. ind. [51]. Не исключено, что эти известняки относятся уже к вышележащей пачке.

Карбонатные породы мощностью около 100 м, представленные, в основном, темно-серыми песчанистыми мраморизованными известняками с редкими маломощными прослоями углисто-кремнистых сланцев, обнажены на р. Бол. Бадьяю. Судя по расположению вблизи этих выходов алевролитов и сланцев средней подсвиты, они отвечают низам верхней подсвиты, фациально замещающая сланцевую пачку. В то же время, не исключено наличие разрывного нарушения между этими выходами и, в этом случае, возможна корреляция известняков с известняковой пачкой стратотипа.

Образования кварцитовой пачки достоверно на площади не установлены – вероятно, они срезаны одним из надвигов Верхнелемвинского паравтохтона. Но нельзя исключать, что часть из отнесенных к нижней подсвите светло-серых кварцитов в налегающей на верхнюю подсвиту пластине, являются породами именно кварцитовой пачки.

Кварцитовидные песчаники и алевролиты верхней пачки характеризуются бластопсаммитовой и бластоалевролитовой структурой, массивной, реже реликтовой слоистой текстурами. Кластический материал составляет до 90 % и представлен, в основном, кварцем. Акцессорные минералы: турмалин, магнетит, лейкоксен, эпидот, сфен и циркон. Цемент пород по составу хло-

рит-серицитовый, диспергированный углистым веществом, пленочный и регенерационный. Отмечаются обрывки растительного углефицированного детрита. Углисто-глинистые и углесто-кремнистые сланцы, обладающие микролепидобластовой или микролепидогранобластовой структурами, сланцеватой или реликтовой тонкослоистой текстурами, представляют собой перлитовую массу, насыщенную чешуйками серицита и хлорита, единичными зернами кварца, турмалина, циркона, сфена и лейкоксена. Отмечается присутствие значительного количества углистого вещества. Мраморизованные известняки характеризуются реликтовой пелитоморфной и наложенной мелкозернистой гранобластовой структурами. Текстура пород массивная или сланцеватая. Терригенная примесь присутствует в виде зерен кварца и в песчанистых разностях достигает 10 %. Почти постоянно отмечается углефицированные растительные остатки, составляющие 5–8 %. Детритовые известняки состоят из перекристаллизованных обломков органических остатков (60–90 %) и глинисто-карбонатного цемента.

Появление кварцевых терригенных осадков в разрезе среднего девона после периода карбонатного осадконакопления синхронно формированию пашийских песчаников в смежной Бельско-Елецкой СФЗ. Фаунистические определения, приведенные выше, указывают на позднеэмский–живетский возраст верхней подсветы, а корреляция кварцевой пачки с пашийским горизонтом уточняет его как докыновский. Мощность верхней подсветы составляет 180–235 м.

Надотамыльская свита (в целом) на территории повсеместно тектонически (по надвигам и шарьяжам) граничит с образованиями верхнекембрийско–нижеордовикской погурейской свиты, относящейся уже к Восточно-Лемвинской подзоне. Максимальная общая мощность надотамыльских отложений, установленная в более северных районах, составляет 1 000–1 100 м.

В верховьях р. Бол. Тыкотлова в зону надвига осложняющего покров кислых эффузивов погурейской свиты (восточный тип разреза) тектонически «втаснены» линзы мраморизованных доломитов, сложенных биогермами колоний сифоновых водорослей относящихся к порядку *Dasycladales* и *Hedstroemia uralica* Shuysky (нижний–средний девон, заключение д. г-м. н. В. А. Лучининой – институт геологии нефти и газа СО РАН). Данный факт заставляет предполагать наличие образований, аналогичных таковым надотомыльской свиты, под надвигами намного восточнее ее выходов на поверхность. Мраморизованные доломиты кроме того несут золото-полиметаллическое оруденение, что указывает на его «постдевонское» формирование.

Титовская свита ($D_{1-2}ft$) в низовьях р. Хальмерью и ее притока – руч. Кырнышьель слагает две узкие полосы в пределах Кырнышьельской тектонической пластины.

Нижняя часть свиты не обнажена. В основании видимого разреза залегают светло-серые мраморизованные известняки мощностью в несколько десятков метров. Выше со следами небольшого размыва лежат рифогенные органогенные (в основании брекчиевидные и конгломератовидные) известняки. Брекчиевидные разности в одних случаях представлены серыми и желто-бурыми криноидными известняками с многочисленными обломками битого ракушняка и члениками криноидей, в других – обломками серых, светло-серых, розовых и вишнево-красных известняков, сцементированных вишнево-красным или бледно-зелёным известковистым цементом. Мощность этой пачки составляет около 150 м. Завершающие разрез известняки (мощностью около 200 м) представлены светло-серыми, реже темно-серыми тонкозернистыми с трудноуловимыми признаками слоистости разностями, среди которых часто встречаются строматопоровые и амфипоровые биогермы.

Раннедевонский возраст низов свиты (пражский–эмский века) принимается на основании фаунистических определений, выполненных в смежных районах [9]. В пределах листа имеется лишь скудная фауна брахиопод *Karpinskia conjugula* Tschern., *Atrypa cf. intermediafera* Khod., *Carinatina arimaspus* Eichw. [36], не позволяющая достоверно датировать нижнюю пачку известняков. Среднедевонский возраст верхней части стратона опирается на многочисленные находки эйфельских брахиопод *Gypidula ivdelensis* Khod., *Camarotoechia nymphe* Barr., *Hypothyridina coronata* var. *tenuiplicata* Khod., *Carinatina arimaspus* Eichw., *Stropheodonta cf. interstitialis* Phill., *Scnizophoria striatula* Schloth., *Atrypa kolymensis* Nal., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Delthyris mansy* Khod., *Acanthophyllum* sp., *Stenophyllum* sp. [36] и кораллов *Favosites librovitschi* Porf., *Thamnopora crassa* Schloth., *Alveolites bormicatus* Schloth., *Amphipora vesiculesa* Erm., *Fasciophyllum cf. orientale* Soshk., *Grypophyllum striatum* Soshk. [36], *Spongophyllidae* gen. et sp. ind., *Geronostroma ex gr. concentrica* Yav., *Cladopora* sp. ind., *Tasciophyllum cf. halliaforme* Soshk., *Thamnopora aliena* Yanet, *Stachyodes* (?) sp., *Caliapora* sp. ind. [21]. Определены также пограничные (соответствующие верхам эйфеля – низам живета) кораллы *Fasciophyllum cf. halliaforme* Soshk., *Parallelopore ex gr. hupschii* (Barg.), *Actinostroma* sp., *Trachypora* (?) sp. indet. (cf. *cyrulipora* Kays.), *Pachycanalicula* sp. ind. [21]. Общая мощность свиты около 450 м.

Галактионовская свита ($D_{2-3}gl$), выделенная С. Н. Волковым и В. А. Дедеевым в 1938 г., на юге площади слагает Кырнышьельскую тектоническую пластину. Кроме того, она

прослеживается в узком тектоническом клине (Нядокотинская пластина), зажатом между интрузиями ультраосновных пород и габбро в районе верховьев р. Нядокота и среднего течения р. Бол. Хосая.

Сложена пестрым комплексом вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород: андезитов, андезибазальтов и их туфов, туффитов, кремнисто-глинистых сланцев, туфоконгломератов, реже – лав базальтов, дацитов и риолитов. Плохая обнаженность не позволяет установить полный последовательный разрез этих отложений, но в целом намечается двучленное строение свиты: нижняя ее часть сложена преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, в верхней же части преобладают кремнисто-глинистые сланцы.

В основании разреза со стратиграфическим несогласием (вероятно, нивелируя древний вулканический рельеф) залегают, в одних случаях базальты и андезибазальты, в других – туфопесчаники и туфоконгломераты с хорошо окатанными, иногда угловатыми, сцементированными туфовым материалом, гальками и валунами базальтов, известняков, кремнистых пород и кварцитовидных песчаников. Здесь же отмечаются тела известняков со строматопорами и кораллами. Туфоконгломераты и туфопесчаники перекрываются толщей андезитов, андезибазальтов и их туфов, переслаивающихся с подчиненными пачками пелитовых туффитов и кремнисто-глинистых сланцев. Верхняя, более мощная часть разреза, сложена разнообразными кремнисто-глинистыми сланцами и пелитовыми туффитами с подчиненными телами риолитов и прослоями туфов среднего и кислого состава.

Вулканиды галактионовской свиты, таким образом, в пределах площади представлены пирокластической и эффузивной субфациями. Среди них преобладают породы среднего состава.

Базальты, андезибазальты и андезиты окрашены в темные и буровато-зеленые тона, имеют мелкокристаллическую или массивную текстуру. Под микроскопом обнаруживают порфиоровую и гломеропорфиоровую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники, составляющие 20–70 %, представлены таблитчато-призматическими кристаллами альбитизированного или сосюритизированного плагиоклаза, иногда – призматическими зернами зеленовато-бурой частично актинолитизированной роговой обманки, развивающейся, возможно, по пироксену. Последний также часто замещается актинолитом и хлоритом. Обычны псевдоморфозы хлорита и магнетита по мелким зернам темноцветных минералов – оливину и/или пироксену (5–25 %). К вкрапленникам можно отнести также немногочисленные идиоморфные относительно крупные зерна апатита. В краевых частях лавовых тел отмечаются афировые разности. Основная масса породы перекристаллизована, сложена альбитом и девитрифицированным стеклом, «загрязненным» тонкозернистыми агрегатами эпидота и хлорита, а также рудной пылью. Содержащиеся в породах миндалины выполнены эпидотом, кварцем, хлоритом, карбонатом.

Дациты имеют массивное сложение и порфиоровую структуру. В них отмечаются очень мелкие вкрапленники (до 0,06–0,6 мм), составляющие 30–40 % породы, представленные табличками измененного плагиоклаза, удлинено-призматическими зернами темноцветного минерала (нацело лейкоксенизированного), небольшим количеством ксеноморфных, реже – идиоморфных зерен кварца и удлинённых призм апатита. Основная масса микрозернистая, сложена кварцем, альбитом, эпидотом, серицитом.

Встречающиеся в составе свиты риолиты имеют светло-серый цвет. Под микроскопом они обнаруживают фельзитовую и мелкокристаллическую структуру и массивную текстуру.

Пирокластические образования представлены туфами кристаллокластическими псаммитовыми основного, среднего и кислого состава, а также пепловыми туфами кислого состава.

Туфы основного и среднего состава сложены на 75–80 % кристаллокластами сосюритизированного плагиоклаза (70 % объема вкрапленников), реже – осколками темноцветных минералов, замещенных хлоритом и магнетитом (30 %), а также лейкоксенизированными зернами рудного минерала. Степень окатанности обломков указывает на возможное недалекое их перетотложение. Цемент туфов сложен мелкими зернами эпидота, альбита, кварца, рудного или лейкоксена, а также чешуйками хлорита и серицита.

Туфы кислого состава выделяются предположительно. Возможно, природа этих пород осадочно-вулканокластическая. Они имеют мелкообломочную структуру, содержание обломков (размером до 0,2 мм) около 15 %. Последние представлены зернами карбоната неправильной формы и мелкими зернами гранулированного кварца округлой, часто линзовидной формы в соотношении примерно 2:1. Встречается также небольшое количество табличек, осколков и окатанных зерен плагиоклаза, отдельные чешуйки мусковита и единичные кристаллы пирита. Цемент микрозернистый, состоит из кварца, альбита, серицита, эпидота и значительного количества лейкоксена.

Пепловые туфы кислого состава на 40 % сложены мелкими осколками плагиоклаза, «шах-

матного» альбита и кварца, зернами титансодержащего пироксена (?), замещенного лейкоксеном, редкими сростками удлиненных и изогнутых зерен моноклинного пироксена, предположительно титанавгита. Цемент микрозернистый, сложен кварцем, альбитом, эпидотом, серицитом, лейкоксеном. Редкие миндалины выполнены эпидотом, кварцем, хлоритом.

По петрохимическим данным все вулканы покровной фации галактионовской свиты относятся к породам нормального ряда, имеют преимущественно натриевый тип щелочности (за исключением андезибазальтов, части андезитов и дацитов, для которых свойственен калиево-натриевый тип). Породы недосыщены щелочами, являются высоко- и весьма высокоглиноземистыми (туфы основного состава относятся к умеренно глиноземистым), низкотитанистыми. Вулканы кислого состава отвечают породам высокомагнезиальных серий. Туфы основного состава по петрохимической классификации относятся к мезократовым базальтам, туфы среднего состава отвечают андезитам, кристаллокластические туфы кислого состава – плагиодацитами, пепловые – плагиориолитами (прил. 12, рис. 59, 60).

Геохимическая характеристика вулканитов свиты приведена в приложении 13.

Сопоставление андезитов галактионовской свиты с вулканами среднего состава, представляющими различные геодинамические обстановки, показало, что они наиболее близки к андезитам островодужных Na-известковисто-щелочных серий. Для андезитов характерно невысокое содержание REE и обогащение LREE относительно HREE ($La_N/Yb_N - 4,12$), а также небольшой дефицит Eu ($Eu_N/Eu_N^* - 0,40$). По нашим данным, в составе свиты умереннощелочные породы отсутствуют, а все вулканы принадлежат известково-щелочной серии.

Кремнисто-глинистые сланцы тонкозернистые или криптокристаллические, тонкоплитчатые, имеют зеленовато-серую, темно-серую или почти черную окраску, включают прослойки темно-зеленых или светло-серых, почти белых тонкополосчатых яшмовидных туффитов и кремнистых сланцев, содержащих примесь пелитового пирокластического материала.

В гальках известняков из туфоконгломератов определены верхнедевонские фораминиферы: *Parathuramina* cf. *lipinae* Antr., *P.* aff. *breviradiosa* Reitl., *Vicinesphaera angulata* Antr., *V. squalida* Antr., *Archaelagena* sp., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Calcisphaera* sp. [21]. Из крупных глыб строматопоровых известняков среди туфов (?) базальтов и андезибазальтов определены строматопораты: *Actinostroma* ex gr. *clathratum* Nich., *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Amphipora rudis* Lec., *Stachyodes* ex gr. *verticullata* M'Coу, указывающие, скорее всего, на низы верхнего девона [36]. В телах известняков среди туфопесчаников приподожвенной части низов свиты обнаружены строматопораты и кораллы верхнего живета *Stringocephalus burtini* Defr., *Thamnopora* cf. *nicholsoni* (Frech.) [78].

Следует отметить, что на Госгеолкарте масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-41 второго поколения [23] отложения, относимые к титовской и галактионовской свитам, введены в состав пражско-эйфельской варчатинской свиты. Это явно не согласуется с приведенными выше фаунистическими определениями возраста (верхний возрастной рубеж титовской свиты – начало эйфеля, возраст галактионовской свиты – поздний живет – поздний девон), поэтому, мы сочли необходимым оставить за объединяющими островодужные образования площади свитами первоначальные их названия.

Мощность отложений галактионовской свиты составляет около 800 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские осадки на площади известны только в Северо-Приуральской подзоне Приуральской структурно-фациальной зоны (СФцЗ). Представлены они юрскими и меловыми образованиями осадочного чехла Западно-Сибирской платформы, залегающими с угловым несогласием на палеозойском комплексе пород.

В пределах листа эти отложения, повсеместно перекрытые мощным кайнозойским чехлом, совершенно не обнажены и отображаются только на разрезах. Описание подразделений приводится в обобщенной форме на основании данных по соседним районам [26].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Яны-маньинская, тольинская, маурыньинская, лопсинская и федоровская свиты объединенные (J_1-K_1jm-fd). Свиты показаны объединенными ввиду их малой мощности.

Яны-маньинская свита. На рассматриваемой территории, по-видимому, развиты

лишь верхи подразделения – это песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитоподобных глин. Иногда в них присутствуют гравелиты, конгломераты и маломощные пласты бурых углей, в кровле отмечаются следы выветривания. Для верхней части свиты, характерны спорово-пыльцевые комплексы тоарского–ааленского ярусов [26].

Тольинская свита залегает с разрывом на яны-маньинской. Представлена монтмориллонитовыми и каолинитовыми глинами, рыхловатыми плохо отсортированными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются пласты бурых углей мощностью до 10 м. В нижней части разреза отмечены песчано-гравийно-галечные образования с глинистым и карбонатным цементом. На основании находок спорово-пыльцевых комплексов эти отложения датируются как среднеюрские (байосс–батские). Верхняя граница трансгрессивная. Мощность варьирует от 30 до 80 м.

Остальные три свиты стратона отвечают одной из крупнейших трансгрессий в геологической истории Западной Сибири, начавшейся в келловее и продолжавшейся всю позднеюрскую эпоху, захватив берриасский век.

Маурынская свита представлена шоколадно-серыми алевритовыми глинами каолинит-гидрослюдистыми с растительным детритом и конкрециями сидерита. В основании отмечаются слабо отсортированные песчаники и алевролиты с гравием и сидеритовыми оолитами. Келловей–оксфордский возраст отложений обосновывается находками аммонитов, комплексов фораминифер, спор и пыльцы, флористическими остатками. Свита согласно перекрывается лопсинскими осадками, мощность ее изменяется от 5 до 60 м.

Лопсинская свита представлена серыми с синим и зеленоватым оттенками глинами, включающими горизонты конкреций и редкие пласты глауконитовых песчаников. Отложения охарактеризованы многочисленными кимеридж–раннетитонскими аммонитами, белемнитами, двустворчатыми моллюсками и комплексами фораминифер, а так же единичными брахиоподами и криноидеями. Границы свиты согласные, мощность ее достигает 200 м.

Федоровская свита представлена зелеными и зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми алевролитами и песчаниками с оолитами шамозита, гравием и многочисленными карбонатными конкрециями. Породы переполнены аммонитами, белемнитами и двустворчатыми моллюсками, определены комплексы фораминифер, позволяющие датировать свиту как позднеюрскую (титонский ярус, верхний подъярус) – раннемеловую (раннеберриасскую). Эти отложения с разрывом перекрываются харосоимской свитой нижнего мела. Мощность их достигает 100 м.

Общая мощность стратона изменяется в пределах 280–525 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловой период охарактеризовался тремя циклами осадконакопления: регрессивным, морским мелководным и трансгрессивным. Первому отвечает формирование харосоимской, улансынской и северососьвинской свит, второму – ханты-мансийской и уватской, третьему – усть-маньинской и леплинской. Все свиты из-за малой мощности показаны на разрезе объединенными.

Харосоимская, улансынская, северососьвинская, ханты-мансийская, уватская, кузнецовская, усть-маньинская и леплинская свиты объединенные (K_{1-2}^{hr-lp}).

Харосоимская свита представлена алевритистыми глинами серыми, реже – зеленовато-серыми с прослоями серых алевролитов и глинистых песчаников, содержащими растительный детрит, редкие карбонатные конкреции и остатки ихтиодетрита. Залегает с перерывом на отложениях федоровской свиты. Охарактеризована аммонитами, белемнитами, двустворчатыми моллюсками и спорово-пыльцевыми комплексами. Возраст принят в объеме валанжинского века. Мощность достигает 100 м.

Улансынская свита сложена серыми (до темно-серых) аргиллитоподобными и алевритистыми глинами с прослоями глинистых известняков и карбонатными конкрециями. В верхней половине разреза глины сильнее обогащены алевритовым материалом и иногда замещаются прослоями алевролитов мощностью до 1 м. Эти отложения согласно залегают на харосоимских осадках и так же согласно перекрываются северососьвинской свитой. Палеонтологически охарактеризованы слабо – определены единичные фораминиферы, остракоды и водоросли, а также спорово-пыльцевые комплексы. В возрастном отношении свита сопоставляется с ранним готеривом. Мощность подразделения 30–45 м.

Северососьвинская свита представлена серыми и буровато-серыми уплотненными

песками и алевритами, чередующимися с алевритистыми глинами. В породах встречается обильный растительный детрит и обломки древесины, характерно наличие пластов бурых углей. Возрастной диапазон этих отложений определяется находками готеривских, готерив-барремских и аптских спорово-пыльцевых комплексов. Свита с резким контактом и стратиграфическим несогласием перекрывается осадками ханты-мансийской свиты. Мощность ее, предположительно, изменяется от 60–120 до 240–270 м.

Ханты-мансийская свита сложена сероцветными морскими аргиллитоподобными глинами с примесью алевритового и песчаного материала, дифференцированно распределенно по разрезу, что позволяет в хорошо изученных районах разделить свиту на две подсвиты. *Нижняя* (мощность 75–120 м) представлена темно-серыми аргиллитоподобными глинами с единичными прослоями алевролитов, глинистых известняков и сидеритов. Местами в основании разреза залегают пески мощностью до 2 м. Низы *верхней подсвиты* (35–40 м) сложены серыми алевритами, реже – уплотненными серыми и светло-серыми песками с прослоями темно-серых и серых алевритовых глин. В верхней части (40–60 м) преобладают глины темно-серые и серые преимущественно алевритовые с прослоями серых алевритов и песков. В породах встречается растительный детрит, пиритизированные водоросли, остатки рыб, двустворки, аммониты и редкие остракоды.

В кровле ханты-мансийской свиты проводится граница нижнего и верхнего отделов меловой системы. Альбский ее возраст опирается на определения аммонитов и комплексов фораминифер. Общая мощность – 150–220 м.

Уватская свита представлена светло-серыми и серыми тонкозернистыми уплотненными алевритами и песками в различной степени слюдистыми. В нижней части разреза присутствуют прослои глин и глинистых известняков. Среди пород изредка отмечаются пирит, сидерит и ожелезненный растительный атрит. Контакт свиты с подстилающими ханты-мансийскими осадками постепенный. Сенманский возраст ее принят на основании определения спорово-пыльцевых комплексов. Мощность составляет 80–230 м.

Кузнецовская свита слагается серыми и зеленовато-серыми глинами, для которых характерно присутствие глауконита. В наиболее типичных разрезах она делится на три пачки. В разрезе нижней (глинистой) пачки доминируют тонкослоистые гидрослюдистые глины, содержащие глауконит и пирит, пиритизированные водоросли и остатки двустворок. Средняя (алевро-глинистая) пачка сложена переслаиванием серых глин, светло-серых слюдистых уплотненных алевритов и глауконит-кварцевых песков. Глауконит и пирит в глинах встречаются в виде скоплений мелких зерен округлой формы. Верхняя (глинистая) пачка представлена серыми и пепельно-серыми глинами (иногда опоковидными) нередко алевритистыми, переходящими в глинистые алевролиты, имеющие слабый зеленоватый оттенок. Среди пород встречаются пиритизированные водоросли, ходы илоедов. Все три пачки не выдержаны по латерали.

На основании определений двустворчатых моллюсков, фораминифер и радиолярий свита датируется туронско-раннеконьякским возрастом. Эти отложения согласно залегают на уватской свите и согласно же перекрываются осадками усть-маньинской свиты. Мощность подразделения колеблется в пределах 20–30 м.

Усть-маньинская свита представлена серыми и зеленовато-серыми глауконитсодержащими алевролитами и песчаниками с опоковым цементом. Отмечаются прослои опок, опоковидных и песчано-алевроитовых глин, окрашенных в серые, иногда – зеленовато-серые тона; в основании разреза фиксируются линзы глин мощностью около 10 м. В отложениях свиты установлены остатки двустворок, белемнитов, панцири морских ежей, иглы кремневых губок, фораминиферы коньякско-раннекампанского возраста. Мощность ее до 40 м.

Леплинская свита сложена довольно однородными серыми диатомитами с прослоями диатомовых глин, которые и завершают разрез мезозоя на территории. В отдельных разрезах нижней части свиты локализуются серые опоковидные глины (мощностью до 25 м), в разной степени алевритистые, включающие подчиненные прослои песчаных опок, и лишь выше залегают диатомовые глины и диатомиты. Диатомеи являются пороодообразующими, присутствует большое количество игл губок, в меньшем количестве встречаются радиолярии. На основании комплексов диатомей, спор и пыльцы свита соотносится с кампанским и маастрихтским веками. Мощность ее достигает 200 м.

Общая мощность объединенного стратона достигает 370–650 м.

ЮРСКО-ПАЛЕОГЕНОВЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

К основным эпохам корообразования в регионе относятся кембрий и юра-палеоген. Исходя

из общегеологических представлений, в эти временные отрезки осуществлялась планация рельефа в последнем случае, вероятно, формировался пенеплен с широко развитыми корами выветривания, основная масса которых в олигоцене, в результате интенсивного роста Урала и денудации, была размыва, поэтому, в настоящее время поверхности выравнивания в пределах водоразделов практически лишены продуктов интенсивного и длительного гипергенеза. С поверхности здесь повсеместно лежит сцементированный лессовидными суглинками элювиальный и элювиально-делювиальный щебень субстрата мощностью до 0,5–1,5 м. Фрагменты площадных и линейных кор, развитых по серпентинизированным ультрабазитам, выявлены только в пределах Олыся-Мусюрского и Синотвожского массивов, где велись целенаправленные работы по поиску никеленосных продуктов выветривания. Эти образования сохранились только на очень небольших участках и поэтому на карте не показаны или показаны внемасштабными знаками.

Профиль кор по ультрабазитам определен их составом и представлен в основном двумя нижними зонами: зоной дезинтегрированных и карбонатизированных серпентинитов и зоной выщелоченных серпентинитов. Иногда выше присутствуют образования верхней части профиля в составе слабо выраженных зон нонтронитов и охр, которые в большинстве случаев, вероятно, уничтожены эрозией, либо не были сформированы.

На рудопоявлении никеля Кедровое II линейно-площадная кора протягивается на 1,5 км при ширине 120 м. Вверху ее разреза лежит охристо-глинистый буровато-зеленый сыпучий материал в виде пятен неправильной формы среди зеленоватого и буровато-серого серпентинитового песка и дресвы окремненных, обохренных и нонтронитизированных серпентинитов и кавернозных кремней. Встречаются корки магнезита белого цвета. Мощность до 3 м. Эти породы подстилаются выветрелыми трещиноватыми буровато-зелеными и светло-зелеными серпентинитами с тонкими пленками магнезита и примазками по трещинам гидроокислов железа и линзами охристо-глинистого материала.

Небольшие сохранившиеся фрагменты площадных кор обнаружены также в междуречье Синотвож и Налимаю. Здесь зона выветривания представлена аналогичными охристо-бурозелеными серпентинитовыми песками мощностью 0,5–0,6 м и залегающими ниже дезинтегрированными апоперидотитовыми серпентинитами. В районе устья р. Серанияель на участке площадью 30×40 м вскрыта лежащая с поверхности обохренная зона дезинтеграции серпентинитов мощностью около 1 м. Подстилается она также метровой мощности желтовато-зелеными песками и слабо дезинтегрированными и выщелоченными зеленовато-серыми серпентинитами.

Линейные коры в пределах листа связаны с зонами разрывных нарушений, где вследствие сильной трещиноватости гипергенез протекал более интенсивно. Кора трещинного типа в зоне мелкого разлома вскрыта канавой в районе устья р. Серанияель. Под делювиальным слоем мощностью 0,5–0,8 м в толще дезинтегрированных окремненных с прожилками магнезита серпентинитов залегают линзовидное тело, сложенное пестрой смесью различных пород. Это неправильной формы линзы зеленых, бурых и желтых глин, окремненных серпентинитов, массивных хромитов с магнезитом и галлуазитом. Горизонтальная мощность коры 2–2,5 м, вертикальная – больше 2 м. Аналогичные линейные коры мощностью 1,2–2,6 м вскрыты на глубинах 5–10 м в ряде поисковых скважин на хромиты. Представлены они зеленовато-серыми серпентинитовыми песками и глинами с галлуазитом и магнезитом.

Также благоприятными для процессов выветривания оказались зоны трещиноватых серпентинитов, образовавшиеся на контактах с присутствующими в гипербазитовом массиве дайками габброидов. В канаве на левобережье р. Синотвож в наиболее измененной части таких выветрелых пород протяженностью 8 м вверху разреза лежат желто-бурые серпентинитовые пески охристой зоны. Ниже развиты желтовато-зеленые обохренные выщелоченные серпентиниты зоны нонтронитизации. Подстилаются эти образования, мощность которых не превышает 1,5 м, зеленоватыми прочными серпентинитами. В целом, для этого района установлено, что ширина приконтактных изменений и зоны интенсивного выветривания может достигать 50 м, а мощность сравнительно глубокой переработки пород составляет не менее 1,5–2 м.

Несмотря на отсутствие на территории листа данных о значительных по площади и мощности корях выветривания, предполагается достаточно широкое развитие юрско-палеогеновых перемещенных кор, законсервированных под плиоцен-неоплейстоценовыми аллювиально-морскими и ледово-морскими отложениями в переуглублении Верхнекожимской депрессии, а также под вангерьюской, ханмейской и полярноуральской моренами у оснований крутых склонов, примыкающих к поверхностям выравнивания. Так, у подножья юго-восточного склона Олыся-Мусюрского массива под суглинками мощностью 19 м вскрыты коричневые и зеленые, содержащие магнезит и галлуазит, глины коры нонтронитового профиля мощностью более 4 м.

Также, к местам возможного распространения мощных кор выветривания относятся линейные зоны, связанные с крупными разрывными нарушениями. контактами габброидов с серпен-

тинитами, а также поля карстовых углублений на контакте серпентинизированных дунитов с известняками титовской свиты, где плоскостной смыв продуктов гипергенеза был затруднен.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Образования неогеновой и четвертичной систем, представленные на площади, рассматриваются совместно (что и отражено на соответствующей карте) ввиду их тесной морфоструктурной связи и значительного вещественного сходства. При почти повсеместном развитии кайнозойских отложений их мощность крайне изменчива – от первых до ста и более метров (например, в долине реки Хулги у восточной рамки листа по данным ВЭЗ). В западной и центральной частях территории они развиты в границах горного кряжа Полярного Урала (Кожимско-Щучинский и Манья-Ляпинский районы Уральской СФцЗ), на юго-востоке – в пределах Западно-Сибирской низменности (Сосьвинско-Белогорский район Западно-Сибирской СФцО – для плиоцена–квартера, Северо-Приуральская подзона Приуральской СФцЗ – для миоцена).

Основой для выделения подразделений послужили результаты предшествующих региональных ревизионных работ по стратификации геологических тел неоген-четвертичного этапа формирования, проведенные П. П. Генераловым (1972, 1973, 1985 гг.), а также данные работ ГДП-200 Косью-Кожимской площади (листы Q-40-XXX; Q-41-XXV [47]) и собственные материалы литолого-палеонтологических, магнитостратиграфических исследований разрезов площади полученные авторами. При отражении подразделений на карте по настоянию экспертов НРС были внесены изменения генетического характера и значительные площади дневной поверхности Западно-Сибирской низменности на юго-востоке листа покрыты образованиями ледникового комплекса (предполагаемыми), что не совпадает с мнением авторов проводивших здесь полевые исследования.

Изучение новейших отложений территории приобретает особо важное значение в связи с оценкой перспектив района на россыпную золотоносность. Как писал один из основоположников геологии россыпей Ю. А. Билибин, «...основной задачей изучения россыпей является организация систематического изучения четвертичной истории золотоносных районов... Изучение четвертичной истории... даст ту стратиграфическую основу, на которой только и может быть производимо какое бы то ни было изучение россыпей» (1963 г., стр. 481).

Огромный объем нового материала, полученного в течение последних 40–50 лет, заставил пересмотреть многие положения историко-геологической концепции, положенной в основу современной стратиграфо-генетической интерпретации новейших геологических образований севера Западной Сибири, Тимано-Уральского региона и Урала. В результате в представлениях о главных событиях позднекайнозойской истории рассматриваемых территорий определились две основные концепции. Сторонники первой из них традиционно объясняют основные особенности строения комплекса новейших отложений и форм рельефа указанных территорий, а также эволюцию ландшафтов, флоры и фауны в антропогенное время как результат грандиозных покровных оледенений. Другие пришли к выводу об отсутствии в пределах равнин бесспорных следов воздействия покровных ледников и, как следствие, о неледниковой природе отложений, форм рельефа и дислокаций, относимых обычно к ледниковым.

Необходимо отметить, что сводный разрез неоген–четвертичных образований района и сопряженных территорий по своей полноте и обоснованности материалами большого объема картировочного, поискового колонкового бурения, среднемасштабного и (в горной части) крупномасштабного геологического и геоморфологического картирования может быть опорным для всей так называемой «ледниковой зоны» Северного, Полярного Урала и Зауралья [3, 22, 26, 47, 74].

По мнению авторов, для площади листа найдено достаточно близкое к реальному соотношение стратиграфо-генетических подразделений отражающих обе точки зрения на формирование рыхлых отложений. Существующее мнение о гляциальном генезисе большей части позднекайнозойских образований юго-восточной части территории листа и в целом всего региона, находится в противоречии как с данными палеомагнитных и биостратиграфических исследований, так и с другими данными, что требует дополнительного рассмотрения.

1. Имеющие дискуссионный генезис песчано-глинистые породы с рассеянными в них псефитовым материалом в самых северных, прибрежных районах равнин в большинстве случаев содержат характерные непереотложенные комплексы микро- и макрофауны [23, 26 и др.]. Отнесение остатков фауны к продуктам, переотложенным ледником, как это нередко делают, обычно оказывается неправомерным, так как при этом не учитывается комплексность их состава, дифференциация по фациям, закономерности развития филогенетических стволов, выявляе-

мые при изучении остатков по разрезу, а также диа- и эпигенетические изменения осадка, перетолжение в водной среде и т. д. Слои и пачки таких же песчано-глинистых илов с мегакластами, не содержащие остатков морских организмов и потому относимые к континентальным «основным моренам», в действительности сохраняют признаки водного (бассейнового) происхождения: слоистость, постепенные переходы к заведомо водным, не содержащим грубообломочного материала осадкам, диагенетические непереотложенные конкреции и другие минеральные новообразования [3, 26]. Уместно напомнить также, что палеонтологически немые интервалы разрезов морских отложений широко известны во всех геологических системах.

2. Представление о том, что валуны и гальки кристаллических пород, заключенные в покровных четвертичных отложениях севера Западной Сибири, принесены с горных обрамлений в основном покровными ледниками, необоснованно. Такие валуны известны в междуречных новейших отложениях и южных «неледниковых» районах в востоку и западу от Урала, хотя и в меньшем количестве. Гальки и валуны невыветрелых кристаллических пород местами содержатся в большом количестве в подстилающих новейший покров олигоцен–миоценовых, местами более древних отложениях. Эти породы на большей части севера равнины нацело размыты, и крупнообломочный материал из них составляет значительную долю мегакластов в плиоцен–четвертичном комплексе [26 и др.].

3. В рельефе равнин Сосьвинско-Белогорского района достоверные следы ледниковой деятельности отсутствуют. С представлением о покровных оледенениях не согласуется и яркость рельефа. Ступени рельефа (геоморфологические уровни) образуют единую для Сосьвинско-Белогорского района и сопряженных равнинных территорий систему: от террас современных речных долин до наиболее высоких междуречных поверхностей выравнивания [3, 23, 26, 39]. Особенности распространения уровней, строение и состав коррелятных им осадков и ряд других фактов свидетельствуют о том, что причиной формирования такой аккумулятивной системы явились трансгрессии и регрессии Арктического бассейна. В этой, по мнению авторов, наиболее вероятной палеогеографической модели, каждая из ступеней, отражая периоды сравнительно стабильного уровня моря, является бассейновой террасой, сопряженной с однопорядковой лагунно-аллювиальной и речной. И лишь для Урала на участках палеодеятельности местных горно-покровных и горно-долинных ледников мы находим, нарушающие общий фон, грани денудационные и аккумулятивные рельефа, которые возможно интерпретировать как палеоледниковые.

Хорошая в целом морфологическая выраженность аккумулятивных террас в «ледниковой зоне», в том числе высоких междуречных, датируемых в диапазоне плиоцен – средний плейстоцен, отсутствие на них элементов ледниковой скульптуры противоречат представлению о перекрытии этой области ледниковыми покровами.

Изложенное выше и многочисленные другие материалы [3, 7, 26, 39] позволяют утверждать, что юго-западная часть листа (как и сопряженные с ней восточные территории Сосьвинско-Белогорского района) в плиоцен–четвертичное время не покрывались льдами покровных материковых ледников. Новейшая геологическая история определялась трансгрессиями и регрессиями Арктического бассейна в сочетании с проявлением локальных ледников в горах и у подножия гор. В целом эти представления не менее правомерны, чем традиционная континентально-ледниковая гипотеза, если накопленный к настоящему времени материал анализировать с позиций не «ледниковой», а обычной рациональной геологии.

По настоянию экспертов НРС (сторонников континентально-ледниковой гипотезы) для юго-западной части площади были условно показаны ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые образования древнеуральского горно-покровного (вангерьюского) оледенения предположительно занимавшего приуральскую часть долины р. Хулга. По мнению авторов, такие предгорные лопасти среднечетвертичного горно-покровного оледенения Урала (вангерьюского, пачвожского) были характерны для более северных листов, где следы их деятельности часто выражены в аккумулятивном рельефе (в виде серий гряд различного облика) у подножия гор и есть возможность подтверждения соответствующего генезиса этих гряд полевыми исследованиями.

Для площади листа, согласно СЛ-200, выделены стратоны и стратогены имеющие прямую корреляцию с подразделениями четвертичной и неогеновой систем Тимано-Уральской области и Приполярного Зауралья [2, 3, 42, 47] с учетом материалов Госгеолкарты-1000/3 [7, 23].

На территории листа Q-41-XXVI выделяются:

- миоценовые морские образования пельмской свиты;
- плиоценовые аллювиально-морские, морские и ледниково-морские толщи;
- плиоцен–эоплейстоценовые аллювиальные и аллювиально-морские (при участии ледниково-морских) осадки;

- неоген–четвертичные элювиальные, элювиальные и десерпционные, элювиальные и делювиальные образования;
- среднеоценеоплейстоценовые гляциальные, флювиогляциальные и озерно-гляциальные образования вангерьюского оледенения;
- верхнеоценеоплейстоценовые отложения (аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, гляциальные, флювиогляциальные и озерно-аллювиальные);
- верхнеоценеоплейстоцен–голоценовые делювиальные, делювиальные и десерпционные, коллювиальные и десерпционные образования;
- голоценовые гляциальные и аллювиальные отложения.

Предшествующими среднемасштабными геолого-съемочными работами на этой и смежных территориях [26, 47, 72, 81] предлагались различные варианты стратификации кайнозойских образований (рис. 8). Общим для этих построений можно считать выделение подразделений не только четвертичной, но и неогеновой системы. Все предшествующие исследователи указывали на участие морского фактора в осадконакоплении значительной части кайнозойского чехла площади и данных для их опровержения у авторов нет.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Образования, занимающие только этот возрастной уровень, представлены на территории четьрья подразделениями, соответствующими миоцену и плиоцену. Единственный стратон миоцена (пелымская свита) принадлежит Приуральской СФцЗ; из трех плиоценовых таксонов два распространены в Западно-Сибирской СФцО, один в Уральской СФцЗ.

МИОЦЕН

Бещеульский, таволжанский горизонты. Пелымская свита (*am, mN, pl*) аллювиально-морского и морского генезиса развита на площади фрагментарно в основании неоген–четвертичного чехла Сосьвинско-Белогорского района. Наиболее изучена в эрозионном окне (долина р. Бол. Хосая) у геоморфологической границы «предгорья-низменность» (т. н. «палеозойский уступ» по [3]), где вскрыта горными выработками в бортах долины. Представлена морскими алевропелитами с прослоями песков, в основании аллювиально-морскими песками существенно кварцевыми, местами с линзами суглинков, базальными полимиктовыми валунно-галечными конгломератами. С угловым несогласием залегает на палеозойских породах и с глыбким размывом перекрывается породами нийской толщи.

В разрезе (№ 5, прил. 8), вскрытом в левом борту долины выше устья р. Нядокота, изучена толща чередующихся пачек тонкослоистых алевритов и существенно кварцевых песков с галечниками. Разрез представлен (снизу вверх):

- слоистыми, (в нижней части разреза – тонкослоистыми) алевритами плотными темно-серыми с синеватым оттенком (за счет вивианитизации осадков, что указывает на закисные условия при их формировании), с отдельными тонкими прослоями и линзами среднезернистых песков; мощность (с учетом выходов в русле реки) более 3–5 м;

- пачка слюдисто-кварцевых песков, прослоями неравномерно глинистых, постепенно сменяющихся вверх по разрезу горизонтально слоистыми галечниками с песчано-гравийным, гравийно-песчаным заполнителем. Примесь валунов увеличивается к кровле толщи до образования валунников с галечно-гравийным заполнителем; мощность около 6 м;

- пачка алевритов плотных темно-серых с синеватым оттенком, с гнездами вивианита; в подошве тонкие прослойки песков; горизонтально слоистые алевриты вверх по разрезу постепенно (через появление прослоев до 1 см) становятся песчанистыми с переходом в супеси алевритистые горизонтально слоистые без обломочного материала; мощность более 2,5 м.

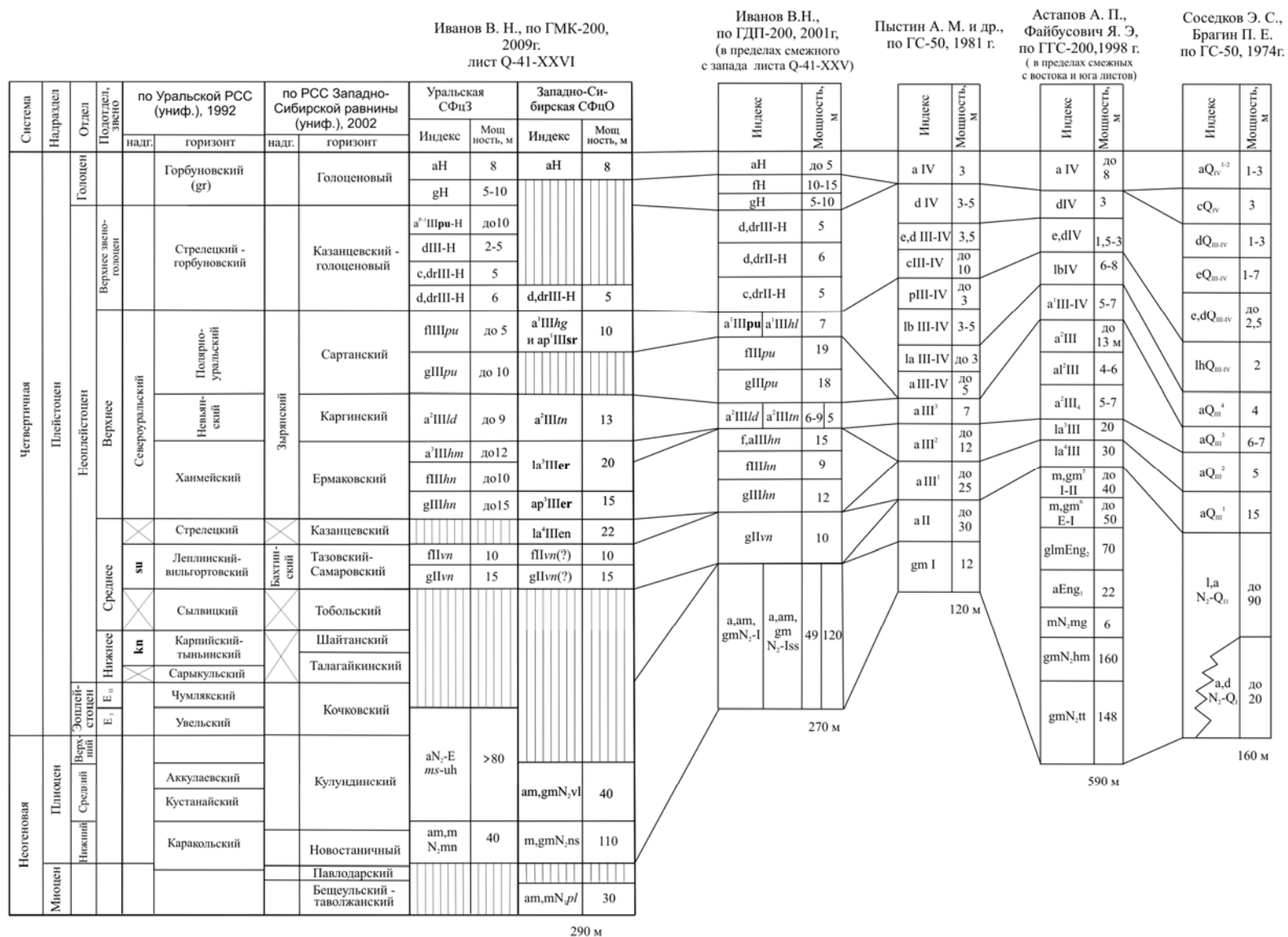


Рис. 8. Корреляция предшествующих и современных представлений на стратификацию неоген–четвертичных образований площади.

В алевритах нижней и верхней пачки обнаружены представительные палинокомплексы, по заключению Л. Г. Деревянко (ООО «Центральная горногеологическая лаборатория», г. Сыктывкар), характерные для редколесной растительности со значительным (в сравнении с раннеплиоценовыми колвинскими палинокомплексами) участием теплолюбивых форм. Климат, таким образом, определяется как более теплый и влажный, чем при формировании спектров колвинского времени, что может указывать на миоценовый возраст палинологического материала. Характерно доминирование покрытосеменных травянистых растений (до 75 %) – разнотравье – 12–27 %, в том числе *Chenopodiaceae* – 1–6 %, *Compositae* – 1–2 %, *Cyperaceae* – 0–1 %, *Sparganium* – 0–2 %, *Ranunculaceae* – 1–10 %, *Umbelliferae* – 0–1 %, *Liliaceae* – 0–2 %, *Typha* – 0–2 %, *Onagraceae* – 0–7 %. Из древесных, кустарниковых, термофильных и хвойных растений определены: *Betula* ex sect. *Albae* – 5–14 %, *Alnus* – 2–10 %, *Salix* – 1–6 %, *Erycaceae* – 0–2 %; *Corylus* – 3–11 %, *Myrica* – 1–2 %, *Quercus* – 1–4 %, *Yuglans* – 0–2 %, *Castanea* – 0–3 %, *Castanopsis* – 0–1 %, *Carpinus* – 0–1 %, *Fagus* – 0–1 %, *Platycarya* – 1–3 %, *Momipites* – 0–1 %, *Nyssa* – 0–1 %, *Acer* – 0–1 %, *Ilex* – 0–1 %; *Picea abies*, *P. obovata*, *P. tobolica* – 0–6 %, *Pinus sibirica* – 2–13 %, *P. silvestris* – 0–2 %, *Taxodiaceae* – 0–3 %, *Ginkgo* – 1–2 %. Споровые растения представлены сем. *Polypodiaceae* – 1–12 %, *Sphagnum* – 1–15 %, *Lycopodiaceae* – 0–2 %, *Ophyoglossum* – 0–3 %. В пробах много неопределимых растительных остатков, угольной крошки, спикул губок и центрических диатомовых водорослей. Переотложенных мезозойских форм немного – 10–17 %.

Возраст пельмской свиты принимается, как конец раннего – средний миоцен по имеющимся лито- и биостратиграфическим данным, а также положению в разрезе. С образованиями свиты связаны перспективы россыпной золотоносности. Общая мощность свиты в пределах листа – около 30 м.

Новостаничный горизонт. Няйская толща (m, gmN₂ns) широко распространена в Сосьвинско-Белогорском районе Западно-Сибирской СФцО и выполняет ваннообразное понижение Хулгинской депрессии, с востока сопряженное с геоморфологической границей «предгорья–низменность».

Представлена морскими и ледниково-морскими плотными песчанистыми алевритами с рассеянной галькой и редкими валунами; в кровле залегают переслаивающиеся алевриты и пески; в основании – прибрежно-морские пески с гравием, галькой и базальная пачка галечно-валунных гравийников и гравийно-валунных галечников с обильным песчано-алевроитовым заполнителем.

Перекрывается стратон вольинской толщей, с размывом залегают на пельмской свите или, с угловым несогласием, на породах палеозоя. Нижний контакт наблюдается в правом борту р. Бол. Хосая (№ 6, прил. 8), где пельмские пески и алевриты с палинокомплексами среднего миоцена (определения Л. Г. Деревянко) по неровной границе размыва перекрываются пачкой (до 6 м) очень плотных галечных гравийников и гравийных галечников с обилием валунного материала. Валунны и галька хорошо окатанные, часто сильно выветрелые.

Существенно песчаный разрез низов няйской толщи наблюдался у «палеозойского уступа» вблизи долины р. Нядокота (№ 3, прил. 8) и представлен пачкой линзовидно- и перекрестно-слоистых песков (от тонко-, до среднезернистых) со слоями тонкогоризонтально-слоистых ритмичных песков. Встречаются прослой илестых и иловатых песков с катышками алевритовых глин; отмечаются линзы крупнозернистых гранатсодержащих красноцветных песков. Вниз по разрезу в отдельных прослоях появляется примесь гравия и гальки местных ультраосновных пород; последняя часто нацело выветрелая до охристых «теней». По всему разрезу встречается хорошо окатанная и хорошо сохранившаяся галька кварца. Вскрытая мощность разреза 10 м. Из серых иловатых тонкозернистых песков выделены представительные палинокомплексы, характеризующие лесной тип растительности аналогичный палинокомплексам «колвинского» времени плиоцена Тимано-Уральской области (опред. Л. Г. Деревянко). Определены хвойные – *Picea tobolica* Pan., *Picea abies*, *Picea* sp. – 24 %, *Pinus sibirica* – 10 %, *P. silvestris* – 3 %, *Taxodium* sp. – 2 %, мелколиственные – *Betula* ex sect. *Albae* – 6 %, *Alnus* sp. – 7 %, *Salix* sp. – 3 %. Широколиственные растения присутствуют в небольшом количестве: *Quercus* – 1 %, *Myrica* – 1 %, *Corylus* – 2 %. Травянистых и кустарничковых растений 20 %: разнотравье – 12 %, *Ranunculaceae* – 6 %, *Caryophyllaceae* – 1 %, *Polygonaceae* – 1 %. Из споровых определены *Sphagnum* – 7 %, сем. *Polypodiaceae* – 12 %, *Lycopodium* sp. – 2 %. Таким образом, в период формирования толщи на территории произрастали хвойно-мелколиственные леса с небольшой примесью широколиственных. На склоне увала левобережья р. Мал. Хосая (№ 14, прил. 8) из пачки переслаивания няйских плотных, часто тонкослоистых алевритов и гравийников выделены такие же палинокомплексы.

Средняя и верхняя части няйской толщи наблюдалась на правобережье р. Мал. Хосая (№ 10,

12, прил. 8) где вскрывается пачка очень плотных с оскольчатой отдельностью алевроитовых глин, иногда с примесью выветрелых (часто нацело) гальки и гравия. Глины песчанистые зеленовато-серого цвета микрослойчатые иногда слоистые за счет прослоев желтовато-серого алевроита. В алевроитовых глинах обнаружены палинологические комплексы, характеризующие лесной тип растительности «колвинского» времени. Количество грубообломочной примеси резко увеличивается вниз по разрезу до перехода в гравийные галечники с глинисто-песчаным цементом и обилием валунов местных ультраосновных пород, габброидов. Окатанность материала хорошая и отличная (часть галек и валунов имеют «полированную» поверхность). Значительное содержание валунов кристаллических сланцев и габбро-долеритов встречено в картировочных скважинах соседних с востока листов [26]. По мере удаления на восток содержание грубообломочного материала уменьшается. Разрез представлен неритмичным переслаиванием тонкозернистых песков, алевроитов и глин.

Однозначно характеризовать закономерности фациальной изменчивости нийской толщи трудно из-за отсутствия полных пересечений ее разреза. Можно отметить, что на севере (р. Нядокота) горными выработками вскрыты мелководные фации с отчетливой слоистостью отражающей смену динамики в прибрежной зоне палеобассейна. Южнее (р. Б. Хосая) вскрыты более глубоководные фации зафиксированные в средней части толщи: тонкие светло-серые пески, алевроиты с прослоями глин. В алевропесчаном разрезе толщи на левобережье р. Хулга отсутствие закономерности в распределении грубообломочного материала может говорить о ледовом разносе материала при осадконакоплении.

По совокупности данных возраст толщи принимается нижнеплиоценовым («колвинское» время), соответствующим новостаничному горизонту региональной шкалы Западно-Сибирской низменности. Вблизи геоморфологической границы «предгорья-низменность» отложения перспективны для обнаружения россыпей золота. Мощность подразделения по геологическим и геофизическим данным достигает 110 м.

Каракольский горизонт. Маньянская толща (am, mN_2, mn) развита фрагментарно в пределах восточных предгорий, в диапазоне абс. отм. 200–300 м в понижениях глубоко эродированной Олыся-Ёльской палеодепрессии, и относится к Манья-Ляпинскому району Уральской СФцЗ. Залегаet на палеозойском субстрате, перекрывается склоновыми образованиями. Толща также выделялась в диапазоне 300–450 м на низких междуречьях в горной части, но по настоянию экспертов НРС заменена на условные ледниковые образования.

Представлена аллювиально-морскими, морскими переслаивающимися мелко-среднезернистыми и алевроитистыми песками, алевроитами, алевроитистыми глинами. Характерна тонкая параллельная слоистость – от микрослойков в доли миллиметра, до прослоев в несколько сантиметров. Отмечаются включения вивианита. На западе области распространения толщи [3] наблюдается «огрубление» литологических разностей за счет прослоев и линз гравийных песков, гравийников и галечников с косой, диагональной и линзовой слоистостью. В таких случаях осадок обычно ожелезнен, сцементирован железистым веществом до конгломератов, гравелитов, песчаников. Цвет алевроитов, пелитов и глин в «закисном» состоянии синевато-серый, сизый, зеленовато-серый, в «окисленном» – желтовато-серый и светло-желтоватый. Базальные горизонты толщи обогащены галькой и валунами местных пород. Часто наблюдаются экзотектонические, либо древнеоползневые дислокации. Известны на сопряженной с запада площади [47], где в верховьях р. Хобею (руч. Ошкавож) в литологически сходных тонкослоистых маньянских отложениях, кроме редких геммул и спикул губок выявлены единичные интенсивно ожелезненные органические остатки, предположительно – раковины фораминифер. Палеомагнитные исследования выявили наличие в этом разрезе зоны прямой полярности, что не противоречит магнитостратиграфическим данным имеющимся для нижнего плиоцена (четыре зоны прямой полярности и четыре зоны обратной полярности [7]).

На территории листа в маньянских осадках описаны комплексы морских диатомей (междуречье Мал. и Бол. Тынаготы; [3]), спорово-пыльцевые спектры лесостепного и лесного типов растительности ([3], определения Н. Б. Дрожжащих, М. Ф. Заварзиной). По заключению Л. Г. Деревянко, такие палиноспектры характерны для лесостепного и лесного типов растительности (с участием широколиственных) «падимейского», либо «колвинского» времени. Таким образом, по палинологическим данным и с учетом положения толщи в сводном разрезе территории, ее возраст соответствует каракольскому горизонту в пределах нижнего плиоцена. Максимальная ее мощность 40 м [3].

Кулундинский горизонт. Вольинская толща (am, gmN_2, vl), принадлежит Сосьвинско-Белогорскому району Западно-Сибирской СФцО, широко развита на низких междуречных пространствах, залегая плащеобразно на размытой поверхности нийской толщи. Является рельефообразующей в пределах равнин с абсолютными отметками 150–180 м [3]. Перекрывается ком-

плексом предположительно выделяемых ледниковых образований вангерьюского оледенения (введены по настоянию экспертов НРС), вскрывается в эрозионных окнах и по склонам современных долин.

Разрез представлен аллювиально-морскими песками мелко-среднезернистыми с рассеянной галькой, валунами, ледниково-морскими глинами песчанистыми и песчано-алевритистыми с гравием, галькой, редкими валунами, прибрежно-морскими песками и валунными галечниками с прослоями песчанистых, алевритистых глин.

Разрезы вольинской толщи в пределах площади известны на правобережье р. Мал. Хосая и по бортам ее долины, где на нийских серых мелкооскольчатых глинах (без обломочного материала) или сильно ожелезненных и омарганцованных песках с размывом залегает фрагмент (2 м) песчаной пачки с ожелезненными гравийниками существенно кварцевого состава в подошве. Пески тонкослоистые, от мелкозернистых до крупнозернистых с гравием и редкой галькой кварца. Преобладающее падение слоистости северо-западное под углами до 10°. В низах толщи из тонкого слоя глин определены представительные спорово-пыльцевые спектры, характеризующие лесостепной тип растительности «падимейского» времени. Преобладают травянистые растения (разнотравье – 15 %, сем. *Ericaceae* – 1 %, *Chenopodiaceae* – 1 %, *Ranunculaceae* – 6 %, *Liliaceae* – 1) и споровые травянистые растения (*Sphagnum* – 9 %, сем. *Polypodiaceae* – 12 %, *Lycopodium* sp. – 1 %). Древесные растения представлены мелколиственными *Betula* ex sect. *Albae* – 24 %, *Alnus* sp. – 5 %, *Salix* sp. – 4 %, *Betula* s. *nanae* – 1 %. Голосеменные: *Picea abies*, *Picea* sp. – 7 %, *Pinus sibirica* – 4 %, *Pinus silvestris* – 3 %. Присутствуют в небольшом количестве широколиственные теплоумеренных зон – *Corylus* sp. – 4 %, *Quercus* sp. – 1 %, *Juglans sieboldianiformis* – 1 %. Отмечаются спикулы губок, центрические диатомовые водоросли.

Ниже по реке (№ 15, прил. 8) эта же песчаная пачка представлена (снизу вверх): плотными «слистистыми» алевритистыми песками с единичными валунами и линзовидным прослоем глин, в котором наблюдаются включения грубообломочного материала; песками глинистыми с хорошо окатанным гравием и галькой; песками крупнозернистыми с гравием, галькой и значительной (до 10 %) примесью алеврита. Из алевритистых песков основания разреза выделены представительные палеопалинокомплексы, так же характеризующие, по заключению Л. Г. Деревянко, лесостепной тип растительности «падимейского» времени плиоцена. На фоне преобладания травянистых растений (разнотравье – 6 %, сем. *Ericaceae* – 1 %, *Chenopodiaceae* – 2 %, *Ranunculaceae* – 5 %) и значительной доли споровых травянистых (*Sphagnum* – 11 %, сем. *Polypodiaceae* – 10 %, *Lycopodium* sp. – 1 %), широко представлены древесные мелколиственные растения (*Betula* ex sect. *Albae* – 29 %, *Alnus* sp. – 13 %, *Salix* sp. – 2 %, *Betula* s. *nanae* – 1 %), а также голосеменные – 10 % (*Picea abies*, *Picea* sp. – 8 %, *Pinus sibirica* – 2 %), характерно присутствие в небольшом количестве широколиственных пород теплоумеренных зон – *Corylus* sp. – 4 %, *Quercus* sp. – 2 %, *Carya* sp. – 2 %. Отмечаются спикулы губок, центрические диатомовые водоросли, переотложенные формы мезозойского возраста.

Верхи разреза вольинской толщи (№ 9, прил. 8) представлены серыми алевритами с гравием, хорошо окатанной галькой, глыбами и валунами местных ультраосновных пород райизско-войкарского комплекса, основных и ультраосновных пород кэршорского комплекса, гнейсов неркаюской свиты. Значительная часть глыб и валунов представлена выветренными породами, иногда сильно выветренными – до превращения породы в дресвянистый песок. Из алевритов получены спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает разнотравье (30 %). Споровые представлены значительно: *Sphagnum* – 10 %, сем. *Polypodiaceae* – 6 %, *Lycopodium* sp. – 20 %. Древесные – мелколиственными растения: *Betula* ex sect. *Albae* – 8 %, *Alnus* sp. – 8 %, *Salix* sp. – 3 %, *Betula* s. *nanae* – 2 %. Голосеменных растений 8 %: *Picea abies*, *Picea* sp. – 6 %, *Taxodium* sp. – 2 %. Присутствуют широколиственные теплоумеренных зон – *Corylus* sp. – 2 %, *Castanopsis* – 2 %, *Myrica* sp. – 1 %. Такой спектр (заключение Л. Г. Деревянко) очень близок вышеописанному и также соответствует «падимейскому» времени плиоцена.

Валунный материал из вольинских песков на юге листа представлен на междуречье к востоку от руч. Ниявож крупными валунами габброидов, амфиболитов, часто ожелезненных и выветренных до трухи. Там же встречены мелкие валуны гранитоидов. Восточнее долины руч. Синотвож в соответствующих песках и валунных галечниках наблюдались габбро-амфиболиты, серпентиниты, так же часто сильно выветренные.

Абсолютные отметки подошвы толщи колеблются от 150 м у уступа отделяющего низменность и горы, до 80 м на соседних с востока площадях [26]. Для вольинской толщи по серии горных выработок прослеживается закономерная изменчивость разреза от более грубого к более тонкому. В выработках расположенных у западной границы развития отложений (руч. Ниявож, р. Напарья) в разрезе присутствует до 20 % валунов и глыб различной окатанности. По мере удаления на восток от геоморфологической границы «предгорья-низменность» количество

валунов и их размер уменьшается. В восточных разрезах встречаются только единичные мелкие валуны. Увеличивается алевритовая и глинистая составляющие.

По палинологическим данным и положению в сводном разрезе возраст толщи принимается по аналогии с возрастом падимейской свиты Тимано-Уральского региона, как средний плиоцен и соответствует низам кулундинского горизонта. Вблизи геоморфологической границы «предгорья-низменность» с образованиями толщи связаны перспективы россыпной золотоносности. Мощность вольинской толщи до 40 м.

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Этому «переходному» интервалу отвечают пять таксонов, в трех из которых нижний предел возраста ограничен плиоценом.

НЕОГЕН–КВАРТЕР

Элювиальные образования (eN–Q) выделяются в Уральской СФцЗ и развиты на вершинах большинства хребтов (диапазон абсолютных отметок 800–1 100 м для центральной части горного сооружения и резко понижается до 600 м по его периферии) в пределах уплощенных площадок – фрагментов древних поверхностей выравнивания. Представлены глыбниками, щебнями с лессовидными (за счет обилия алевритового материала) глинами, супесями в заполнителе. Образования являются продуктом длительного воздействия процессов физического и химического выветривания на подстилающие коренные породы.

Для решения вопроса о возрастном интервале, соответствующем периоду формирования подобных элювиальных полей на севере Урала, было изучено множество проб из шурфов, канав и с дневной поверхности. В бассейне р. Кожым (Приполярный Урал) опробован элювий хребтов Малдынырд (район месторождения Нестеровское) и Росомаха (площадки г. Лапча, перевал Николайшор–Караванный, поверхность Народнинского массива) [47]. Южнее, на Северном Урале [7] опробование проводилось на вершинах хребтов в верховьях рек Ельма и Унья, а также в пределах главного водораздела Урала – г. Отортен. Севернее полярного круга элювий изучен был на вершинах хребта Оченырда (лист R-41-XXXVI).

По результатам анализа палинологического материала выявлено, что на хребтах Северного и Полярного Урала около 20 % проб содержат палинокомплексы, характерные и для теплых, и для холодных этапов неоплейстоцена. Остальные 80 % проб (как правило, взятых из «алевроглинистых» центров мерзлотных медальонов среди глыбовых элювиальных развалов) содержат аномально богатые материалом палинокомплексы, по составу аналогичные таковым из абросимовского и бещеульского горизонтов нижнего–среднего миоцена Западной Сибири и их аналогов в восточной части Тургайской равнины, а также комплексам верхов бельской свиты Средней Сибири. Из древесных и кустарников определены береза древовидная (*Betula sect. Albae* – 10–21 %), ель (*Picea tobolica*, *P. sp.* – 0–3 %), сосна (*Pinus sibirica*, *P. protocebura*, *P. cembraeformis* – 2–7 %), ольха (*Alnus sp.* – 1–12 %), ива (*Salix sp.* – 1–4 %), а также широколиственные – лещина (*Corylus sp.* – 3–15 %), липа (*Tilia tomentosiformis*, *Tilia sp.* – 0–3 %), дуб (*Quercus sibirica* – 1–4 %), граб (*Carpinus betulus* – 0–2 %), *Fagus grandifoliiformis* – 0–1 %, орешниковые сем. *Juglanaceae* – *Platycarya sp.* – 1–4 %, *Carya sp.*, *C. elegans* – 1–2 %, *Juglans sieboldianiformis* – 0–3 %, *Engelhardtia sp.* – 0–1 %, каштан (*Castanea crenataeformis* – 1–2 %), *Myrica sp.* – 0–3 %, *Comptonia sibirica* – 0–3 %, *Larix sp.* – 0–1 %, *Oleaceae* – 0–1 %, *Liquidambar sp.* – 0–1 %, *Ginkgo sp.* – 0–1 %, *Taxodium sp.* – 0–2 %. Теплолюбивых форм немного или единично, но состав их постоянен. Пыльца трав (9–31 %) представлена разнотравьем, гречишными сем. *Polygonaceae*, сложноцветными сем. *Compositae*, гвоздичными сем. *Caryophyllaceae*, маревыми сем. *Chenopodiaceae*, лютиковыми сем. *Ranunculaceae*, вересковыми сем. *Ericaceae*, осоковыми сем. *Cyperaceae*, кипрейными сем. *Onagraceae*, сем. *Rosaceae*, *Liliaceae*, *Sparganium sp.*, *Tipha sp.*, *Ephedra sp.* Споровые растения представлены сфагновыми мхами (*Sphagnum*) – 4–10 %, кочедыжниковыми папоротниками (*Polypodiaceae*) – 5–30 %, *Lycopodium sp.* 4–27 %, *Selaginella sp.* – 0–1 %, *Huperziaceae* – 0–4 %, *Ophioglossum sp.* – 0–3 %.

Состав палинокомплексов отражает развитие мезофильных мелколиственных лесов с участием хвойных и широколиственных пород, наряду с которыми развивалась растительность луговых и лугово-степных ценозов. Надо отметить, что такой богатый палинологический материал (до тысячи палиноэлементов на 50–100 г пробы) указывает, прежде всего, на субэвральную генезис алевритоглинистой составляющей покрова исследованных вершин, а «миоценовый» спектр палинокомплексов фиксирует нижнюю временную границу для этих образований. Верхняя граница, очевидно, должна быть определена как голоцен, так как ветровой занос алев-

ритистого материала продолжается и сегодня, а физические и химические процессы продолжают дезинтегрировать коренные породы, формировать и перерабатывать элювиальные щебнисто-глыбовые развалы вершин. Мощность подразделения 3–5 м.

Элювиальные и десертационные образования (e,dN-Q) развиты в приводораздельных частях Кожимско-Щучьинского района Уральской СФцЗ, на самых высоких фрагментах древних поверхностей выравнивания (с отметками 1 000–1 400 м). В сравнении с описанным выше элювием, в их формировании значительно проявлены десертационные процессы, а рельеф соответствующих им фрагментов древнего пенеплена сильно осложнен литоморфными грядами и денудационными останцами. Состав образований – глыбники, щебни подстилающих коренных пород с лессовидными суглинками и супесями в заполнителе; мощность до 5 м. Возраст их также принимается как неоген–четвертичный.

ПЛИОЦЕН–КВАРТЕР

Элювиальные образования (eN₂-Q) развиты на вершинах большинства предгорных увалов и низкогорных хребтов в пределах уплощенных площадок – фрагментов специфических древних поверхностей выравнивания – педиментов. Являются продуктом физической и химической дезинтеграции коренных пород на следующем после формирования пенеплена, более позднем региональном этапе комплексного проявления денудационных процессов. Представлены лессовидными суглинками и супесями с примесью глыб и щебня. Время формирования принимается как плиоцен–четвертичное. Мощность до 5 м.

Элювиальные и делювиальные образования (e,dN₂-Q) развиты на пологонаклонных фрагментах наиболее низкой из древних поверхностей выравнивания территории – на поверхности педимента, сохранившегося в низких предгорьях восточного склона. Состав отложений преимущественно суглинистый, супесчаный с неравномерной, но в целом обильной примесью щебня, дресвы и глыб местных пород. Возраст образований по геоморфологическому положению принимается плиоцен–четвертичным. Мощность до 4–5 м.

ПЛИОЦЕН–ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Балбаньинский аллювий, санавожский аллювий, падимейская серия, устьсивьягинский аллювий, роговская серия, водетыйская толща нерасчлененные (aN₂-Ebl-vd). Аллювиальные (при участии аллювиально-морских и ледниково-морских) алевриты, пески, суглинки, супеси с галькой прослежены при ГДП-200 соседних к западу и северу листов [47, 90] для западного склона Урала (Кожимско-Щучьинский район) в межгорных депрессиях – Малдинской, Лимбекской, Верхнекожимской. В пределах рассматриваемой территории они известны в ее северо-западной части, где выполняют широкое и протяженное переуглубление Верхнекожимской депрессии. Залегают на коренном субстрате. Перекрываются преимущественно ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями вангерьюского и ханмейского оледенений, а также аллювиальными осадками современного долинного комплекса.

В Верхнекожимской депрессии они сосредоточены в серии переуглубленных врезов, а также составляют значительный объем кайнозойского чехла «террасоувалов» на ее бортах. На дневную поверхность выходят протяженными полосами в эрозионных бортах современных долин, где вскрыты множеством разведочных и поисковых скважин. По данным бурения мощность этих осадков в палеодепрессиях Кожимского района достигает 40–53 метров [31, 74]. При этом здесь фиксируется, как минимум, два разобщенных вреза, отвечающих балбаньинскому и санавожскому этапам формирования долин [31, 74]; этим наиболее изученным уровням соответствуют одноименные стратоны.

Балбаньинский аллювий выявлен и прослежен в ходе поисковых и разведочных работ в пределах палеодепрессий района [31, 74]. Осадки представлены валунными галечниками светло-серой, светло-желтой окраски с глинисто-песчано-гравийным заполнителем. Среди грубообломочного материала встречаются как выветрелые, так и неизмененные граниты, кварциты, габбро, гравелиты. Характерны таежные спорово-пыльцевые спектры со значительным участием широколиственных [74]. По заключению Л. Г. Деревянко [47] они соответствуют комплексам «с лесным типом растительности колвинского времени». В этих спектрах из отложений толщи преобладает пыльца древесных растений – до 80 %. Доминирует пыльца *Pinus silvestris* и *Betula sect. Alb.*, в небольших количествах присутствуют *Alnus*, *Alnaster*, теплолюбивые – *Corylus*, *Carpinus*, *Tilia*. Травы: *Graminea*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, разнотравье. Споры: *Polypodiaceae*, *Licopodium*, *Selaginella*. Возраст толщи – плиоцен, колвинское время.

Санавожский аллювий (с участием аллювио-мариния) прослежен бурением в пределах

Верхнекожимской межгорной депрессии. Представлен как галечниками слабо выветрелыми с гравийно-песчаным заполнителем, так и песками с включениями гравия, гальки, отдельных валунов существенно кварцевого состава [74]. Споро-пыльцевые спектры [74] соответствуют растительности «падимейского» времени, так по заключению Л. Г. Деревянко [47] из серии обнажений санавожских валунно-гравийных песков на правом берегу р. Пелингичей (абс. отм. 460–475 м) выделены палинокомплексы отражающие лесостепной тип растительности «падимейского» времени: древесные мелколиственные растения здесь представлены: *Betula* sect. *Albae* – 10–21 %, *Alnus* – 1–5 %, *Salix* – 1–6 %, хвойные – *Pinus sibirica* – 3–6 %, *P. silvestris* – единично, *Picea tobolica* – 1–5 %, *Abies* – 1–5 %. Из теплолюбивых определены: *Corylus* – 6–15 %, *Carya* – 1–4 %, *Platicarya* – 1–3 %, *Myrica* – 1–4 %, единично – *Quercus*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Yuglan*, *Hamamelis*, *Taxodiaceae*; травы – разнотравье 8–17 %, *Chenopodiaceae* – 1–4 %, спорадически – *Artemisia* – 7 %, *Erycaceae* – 2–6 %, *Compositae* – 1–2 %, *Speraceae* – 1–2 %, *Careophyllaceae* – 1–9 %, *Polygonaceae* – 1 %, *Graminea* – 4 %. Среди споровых растений: сем. *Sphagnaceae* – 2–9 %, *Polypodiaceae* – 7–16 %, *Lycopodium* – 3–8 %. Переотложенных форм мезозойского и палеозойского возраста 0–19 %. Присутствуют спиккулы губок, центрические диатомовые водоросли. На основании палеонтологических данных возраст толщи – плиоцен («падимейское» время).

На территории соседнего с запада листа [47] на отметках 460 м установлены ледниково-морские осадки глинистой толщи коррелирующиеся с образованиями падимейской серии, под которой погребены золотоносные породы санавожских врезов. Эти фрагменты падимейских разрезов представлены алевритистыми супесями и глинами с различной примесью гальки, валунов, глыб. Для пород по методу Стадникова определены параметры характерные для морских условий формирования и выявлены единичные фораминиферы представленные следующими видами: *Cassidulina subacuta* (Gud.), *Quinqueloculina* sp. ind, *Irochammina* sp. (?), *Psamosphaera* sp. (определение Л. А. Тверской). Палинологические комплексы (заключение Л. Г. Деревянко) отражают типичный для «падимейского» времени лесостепной тип растительности: древесно-мелколиственные растения представлены *Betula* sect. *Albae* – 13–20 %, *Alnus* – 4–5 %, *Salix* – 1–6 %, хвойные – *Pinus sibirica* – 4 %, *Picea tobolica* – 4–5 %, *Abies* – 0–5 %; из теплолюбивых определены: *Corylus* – 10 %, *Carya* – 3–4 %, *Platicarya* – 1–3 %, *Myrica* – 1–4 %, единично – *Hamamelis*, *Taxodiaceae*; травы: разнотравье – 1–17 %, *Erycaceae* – 2–6 %, спорадически – *Compositae* – 2 %, *Careophyllaceae* – 1 %. Среди споровых растений: сем. *Sphagnaceae* – 2–30 %, *Polypodiaceae* – 7–10 %, *Lycopodium* – 0–8 %. Первичная намагниченность пород, по заключению В. П. Родионова (ВНИГРИ), представлена как прямой, так и обратной полярностью.

В пределах Верхнекожимской депрессии фиксируется еще ряд образований (сходных по составу, но развитых фрагментарно и менее изученных), взаимоотношение которых с описанными толщами позволяют говорить об их более высоком положении в разрезе и, следовательно, более молодом возрасте. Ближайшими аналогами могут являться устьевьягинская (верхний плиоцен) и водэтыйская (эоплейстоцен) толщи, описанные на смежных листах и имеющиеся в серийной легенде.

Биостратиграфическая и петрохимическая характеристика рассматриваемых осадков указывает на одновозрастность и преемственность их генезиса с осадками большеземельского комплекса (плиоцен–эоплейстоцен). В то же время, для картирования отдельных толщ недостаточно фактического материала и в масштабе карты они показаны в составе нерасчлененного стратона плиоцен–эоплейстоценового возраста. Данный стратон отвечает этапу максимальных трансгрессий в пределах региона. Высотное его положение в разрезах межгорных долин на отметках от 200 до 450–500 м, определяет неотектоническую составляющую сводового-глыбового поднятия Приполярного Урала, относительно высот большеземельского комплекса Печорской низменности, в +250 – +350 м за последние 1–1,5 млн лет (такова разница между максимальным высотным положением стратона и высотным положением венчающих разрез большеземельской серии регрессивных вашуткинских песков находящихся на +200 м). Отложения золотоносны. При этом характерно наличие как приплотиковых (типично аллювиальных), так и уникальных по мощности и протяженности подвесных пластов в разведанных россыпях [31, 47, 74]. Такие подвесные пласты известны в прибрежно-морских россыпях и россыпях водотоков подпруженных обширными водными бассейнами. Мощность подразделения на территории листа – до 53 м.

Малососьвинская свита и устьехобеинская толща нерасчлененные (αN_2 –Ems–uh), выполняют переуглубления палеодепрессий и «террассоувалы» на восточном склоне Урала (Манья-Ляпинский район Уральской СФЦО). Представлены аллювиальными (при участии аллювиально-морских и ледниково-морских) галечниками и галечно-песчаными отложениями, в средней части с пачками тонкослоистых супесей, песчанистых и песчано-

алевритистых глин с рассеянной галькой, гравием, редкими валунами. Прослеживаются в основаниях и эрозионных бортах протяженных (до 20–30 км) эрозионно-структурных депрессий (ЭСД) – Хальмерьюской, Тынаготской, Балбаньинской (по данным ВЭЗ переуглублены на 20–90 м (материалы ГМК-200). Залегают на коренных породах, перекрываются склоновыми образованиями, ханмейской мореной и аллювием современного долинного комплекса.

В основании аллювия Хальмерьюской палеодепрессии (соответствует только субширотному отрезку одноименной реки) на коренных породах находится известное золотороссыпное месторождение Среднехальмерьюинское [35]. Ниже по р. Хальмерью в пределах Тынаготской палеодепрессии в цоколях высоких террас с 1970-х годов описаны [2] выходы неоген–эоплейстоценовых толщ (№ 8, прил. 8), мощность которых под урезом воды, по данным сейсмопрофилирования, достигает 30–90 м.

Нижняя составляющая нерасчлененного подразделения – малососьвинская свита [3] распространена в осевых частях погребенных пологосклонных «предмалососьвинских» долин, а также (на соседних с юга площадях) в виде прерывистого чехла на междуречьях. Сложена галечниками и галечными песками (с валунами) отложениями. В разрезе встречаются мелкие линзы песчаных глин, в верхней части преобладают песчаные и песчанисто-алевритистые глины с рассеянными включениями гравия, гальки, редких валунов. Отмечаются выделения вивианита. Глинам могут сопутствовать валунодержущие пески, замещающие их как в горизонтальном направлении, так и вверх по разрезу.

Спорово-пыльцевые спектры по малососьвинской свите, как правило, бедны. По определению Н. Б. Дрожащих и Р. Е. Рубинной [3] они характерны для отложений плиоцена – нижнего плейстоцена. По заключению Л. Г. Деревянко, представительные (по количеству спор и пыльцы) спектры (скважины на междуречье Маньи-Мазапаты, и на р. Малая Сосьва, обнажения в верховьях р. Хобею и в среднем течении р. Народа) характеризуют лесостепной тип растительности и коррелируются со спектрами «падимейского» времени.

На смежной с запада территории [47] для серии разрезов малососьвинских глин и песков (в верховьях р. Хобею на абсолютных отметках 430–460 м) была получена палеомагнитная характеристика, указывающая, по заключению В. В. Кочегуры (ВСЕГЕИ), что в этих разрезах «на прямую первичную намагниченность наложена менее стабильная вторичная обратная намагниченность. Это позволяет заключить, что они сформировались во время ортохрона прямой магнитной полярности, более раннего, чем ортохрон Матуяма».

Положение в сводном разрезе и литолого-фациальная характеристика малососьвинской свиты позволяет скоррелировать ее с вольинской толщей Западно-Сибирской СФцО.

Верхняя составляющая нерасчлененного подразделения – устьехобеинская толща аллювиального и аллювиально-морского генезиса. Выделена на сопредельных с юга территориях [3], где вскрыта глубокими поисковыми шурфами под аллювием низких аккумулятивных террас (район приустьевой части р. Хобею). Толща выполняет палеодолины, врезанные в малососьвинскую свиту, либо в скальный субстрат. Многие (а в среднегорье – все) отрезки таких долин, наследуются современными водотоками. В таких случаях современные долины являются переуглубленными (за счет устьехобеинских врезов) на 15–25 м (в верховьях крупных рек) и на 20–100 м для нижних и средних отрезков долин [3].

На восточной окраине Урала состав устьехобеинской толщи алеврито-песчаный (пески мелкозернистые), выше по палеодолинам осадки постепенно становятся грубее – до валунно-галечных. Грубообломочные разрезы «устьехобеинских» переуглублений представлены линзовидно-переслаивающимися галечниками разной крупности, а также песчано-галечными, глинисто-песчано-галечными образованиями; встречаются пачки косо- и линзовидно-слоистых песков. Отложения констративно наслоенные. Осадки уплотнены, в ряде случаев цемент ожелезнен (до образования конгломератов и песчаников). Описаны разрезы [3], где аллювий устьехобеинских палеодолин перекрывается пачкой песчанисто-алевритистых глин с включениями гальки и гравия.

В результате магнитостратиграфических исследований при ГМК-200 [48] в приустьевой части р. Бол. Тынагота в пачке устьехобеинских горизонтально-слоистых мелкозернистых песков с прослоями глинистых алевритов по заключению В. В. Попова (ВНИГРИ) выделяется зона обратной полярности и три зоны переходной полярности. Такие данные могут указывать на формирование разреза как в плиоцене–эоплейстоцене, так и в начале раннего неоплейстоцена вблизи палеомагнитной границы Брюнес-Матуяма.

Тонкие осадки переуглублений относятся к фиордовым образованиям [3] последнего трансгрессивно-регрессивного цикла Арктического бассейна в пределах Северососьвинского Урала. Устьехобеинские отложения коррелируются с осадками алымьинского цикла Зауралья.

В подошве нерасчлененного подразделения прогнозируется обнаружение золотоносных рос-

сыпей. Мощность таксона для территории листа – более 80 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения, относящиеся только к квартеру, охватывают средний–верхний неоплейстоцен и голоцен. Они широко распространены на площади и имеют преимущественно континентальный генезис. Представлены «склоновыми», ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными, озерно-аллювиальными и пролювиальными образованиями.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

Этот возрастной уровень представлен подразделениями ледникового, флювиогляциального и озерно-гляциального генезиса, соответствующими проявлению обширного горно-покровного «среднечетвертичного» оледенения Урала.

Среднеуральский надгоризонт. *Вангерьюская морена (gII m)* значительными по площади фрагментами сохранилась от последующей эрозии в бортах Верхнекожимской ЭСД и у подножий низкогорных хребтов восточной части Уральской СФцЗ, кроме того предположительно отражена вблизи Урала в Западно-Сибирской СФцО (в объеме соответствующего бахтинского надгоризонта). Преимущественно представлена коричневыми супесями и суглинками, неравномерно песчанистыми со щебнем (до 15–25 %), глыбами (до 20 %) и, редко, с галькой и валунами местных осадочных и магматических пород. В западной полосе своего распространения вангерьюская морена перекрывает нерасчлененный комплекс золотоносных отложений плиоцен–эоплейстоценового возраста, в восточной полосе – в основном развита на скальном субстрате. В Балбаньюской ЭСД морена, вероятно, перекрывает захороненные образования малососьвинской свиты и устьхобеинской толщи. На крайнем юго-востоке перекрывает (предположительно) плащеобразно распространенные породы рельефообразующей вольинской толщи. Перекрывается сопряженным флювиогляциалом и образованиями склонового ряда. Является преимущественно основной мореной одноименного горно-покровного оледенения. Конечно-моренные формы не фиксируются и, вероятно, были уничтожены последующими денудационными процессами. На междуречьях Халмерью-Эрепшор и Халмерью-Воргашор в пределах распространения вангерьюского ледника наблюдаются скопления эратических валунов гранитоидов Тынаготского массива [72].

Согласно СЛ-200, а так же на основании геоморфологического положения и литолого-фациального сходства с синхронной мореной смежных районов [47, 90], где наблюдается вложение в моренные поля комплекса речных террас (до четырех надпойменных уровней), возраст морены устанавливается как среднеплейстоценовый (в объеме среднеуральского надгоризонта). Мощность таксона крайне неравномерная – от первых метров до 10–15 м.

Среднеуральский надгоризонт. *Вангерьюский флювиогляциал (fII m)* на территории листа сохранился фрагментарно в верховьях нескольких мелких водотоков вблизи геоморфологической границы «низкие горы – предгорья» в Уральской СФцЗ и был выделен предположительно в Западно-Сибирской СФцО (в объеме бахтинского надгоризонта). Перекрывает вангерьюскую морену и скальный субстрат, перекрывается склоновыми образованиями, а также пойменно-русловыми отложениями, иногда с неясно выраженной «надпойменной террасовой составляющей». Представлен гравийно-дресвяными песками, разнотернистыми песками с примесью щебня и гальки, валунов и глыб местных пород. Геоморфологическая сопряженность с вангерьюской мореной позволяет относить флювиогляциал к среднеуральскому надгоризонту среднего неоплейстоцена. Мощность, по геолого-геоморфологическим данным, превышает 10 м.

Бахтинский надгоризонт. *Вангерьюский гляциолимний (предполагаемый) (lgII m(?))* выделен предположительно (по настоянию экспертизы НРС). Подразделение введено вместо коррелятного по возрасту последнего ямальского литоцикла – среднеплейстоценового, представленного на пространствах всего Зауралья (в интервале высотных отметок 80–115 м) рельефообразующими осадками озерно-аллювиального, морского и ледово-морского генезиса [26]. В этом альтернативном качестве вангерьюский гляциолимний широко распространен в юго-восточной части площади (Западно-Сибирская СФцО), где выполняют аккумулятивную часть обширного пятого террасовидного уровня на абс. отм. 80–120 м в долине р. Хулга. Сложен песчанистыми и алевролитистыми глинами с рассеянной галькой и редкими валунами, в основании разреза – базальные галечники и пески. С глубоким размывом залегает на вольинской толще, перекрывается энготаяусской толщей.

В южной части листа на левобережье р. Халмерью отложения перекрывают известняки девона и представлены толщей песков обогащенных в нижней части глыбами и щебнем подсти-

лающих пород с единичной галькой и валунами местных гранитоидов. Выше по разрезу в песках встречаются слабо и среднеокатанные валуны и галька развитых поблизости дунитов, кварц-хлоритовых сланцев, габбро-долеритов.

При данной генетической интерпретации, геоморфологическая сопряженность с вангерьюской мореной и флювиогляциалом позволяет относить гляциолимний к бахтинскому надгоризонту среднего звена Зауралья. Мощность подразделения в пределах территории 15–20 м.

На геологической карте в районе Западно-Сибирской СФцО показаны совместно **образования неогена – среднего звена квартера (N–Q_{II})**. Нерасчлененный комплекс прибрежных аллювиально-морских, ледово-морских и озерно-аллювиальных отложений представлен песками, гравийными песками, алевролитами с гравием, галькой и валунами, глинами, суглинками. Мощность до 200 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО

В составе верхнего звена выделяются образования довольно широкого спектра генетических типов.

Казанцевский горизонт. Енготаяуская толща ($l\alpha^4lllen$) широко распространена в пределах Западно-Сибирской СФцО по бортам обширной долины р. Хулга, где выполняет аккумулятивную часть четвертого регионального террасовидного уровня на абсолютных отметках 60–75 м. Представлена озерно-аллювиальными песками, супесями с гравийниками и галечниками в кровле и подошве. С размывом залегает на песках и алевролитистых глинах вольинской и няйской толщ [3]. Перекрывается озерно-аллювиальными песками и глинами ермаковского горизонта.

В бассейне р. Хулга и долинах сопряженных крупных водотоков (р. Ляпин и р. Кемпаж) в толще наблюдается чередование преимущественно озерных (алевролитов) и преимущественно аллювиальных (песчаных) фаций [26]. Близостью «обнаженного» Урала обусловлено присутствие в составе толщи крупнообломочного материала; при этом гравийно-галечные фракции встречаются не только в песках, но и в алевролитовых разностях.

Непосредственно за восточной рамкой листа по правому борту р. Хулга (ниже устья р. Енготаяу) П. П. Генераловым [3] описана серия частных разрезов террасы (на абсолютных отметках 60–75 м), где выше чередующихся алевролитистых и песчаных глин вольинской толщи с размывом залегают озерно-аллювиальные тонко- и мелкозернистые пески с базальным галечным гравийником и серией маломощных пачек глинистых песков и супесей. В кровле отмечаются гравийные и галечные аллювиальные фации. Мощность разрезов от 16 до 22 м. Терраса цокольная, отложения часто редуцированы до первых метров. Имеющиеся сведения о спорово-пыльцевых спектрах [26] свидетельствуют об относительно теплом, «межледниковом» климате времени формирования (начало позднего неоплейстоцена). Объем толщи соответствует казанцевскому горизонту. Мощность подразделения до 22 м.

Ханмейский горизонт. Ханмейская морена ($glllhn$) широко развита на верхних и средних отрезках долин водотоков Уральской СФцЗ выше абсолютных отметок 250–300 м. В пределах территории эти образования фрагментарно встречаются на большей части листа. Представлено подразделение несортированным глыбниками и щебнями с суглинками, супесями, песками в заполнителе и редкими включениями гальки и валунов. Крупнообломочного материала (местные породы) – 30–50 %. Наблюдается увеличение «песчаности» заполнителя моренных отложений, а также содержания в них крупнообломочного материала в восточном направлении (при приближении к предгорной части). Морена может перекрывать вангерьюский флювиогляциал и одноименную морену, но чаще залегает на коренном субстрате и осадках древних переуглублений. Спорово-пыльцевые спектры на территориях, смежных с площадью листа [47] отражают тундрово-лесотундровый тип растительности позднечетвертичного времени. Возраст стратогена определяется как ханмейский (в объеме одноименного горизонта) на основании наблюдаемого (в восточной части листа) вложения двух уровней аллювиальных надпойменных террас (хулгинского и тынаготского) в поля развития морены. По геоморфологическим данным мощность подразделения от первых метров до 12 м.

Ханмейский горизонт. Ханмейский флювиогляциал ($flllhn$) развит на склоне долины р. Кожым (крайний северо-запад площади), где обрамляет конечноморенные ханмейские образования, а также распространен в верховьях ряда водотоков восточного склона Урала. Разрез представлен галечно-щебнистыми песками или несортированными дресвяниками с включениями глыб и валунов; заполнитель песчаный, супесчаный, супесчано-суглинистый светло-серого, желтовато-коричневого цвета. Валунно-галечный материал плохо (угловато) окатан; в петрографическом составе обломков находятся местные породы. Фациальная связь флювиогляциала

с вышеописанной мореной определяет ханмейский возраст таксона. Мощность подразделения до 10 м.

Ханмейский горизонт. *Хальмерьинский аллювий* ($\alpha^3 III h$) в пределах Манья-Ляпинского района Уральской СФцЗ выполняет аккумулятивную часть цокольной третьей надпойменной террасы, имеющей относительную высоту 13–16 м. Представлен галечниками, песками с гумусом, в кровле супеси с щебнем и глыбами. Локально развит в долине р. Хальмерью, где описан разрез стратогена [2]: на цоколе, выполненном устьхобеинскими галечниками и песками с рассеянными валунами в глинисто-железистой «рубашке» (в составе галек и валунов до 90 % – чувствительные для этого отрезка долины породы), залегают:

– галечники, резко отличные по составу (сланцы, слагающие борта долины) и степени окатанности (слабая) от пород цоколя, включающие линзы глинистых песков, прослой ожелезненных песков и супесей. В линзе песков обнаружен крупный бивень мамонта [2];

– супеси глинистые и алевритистые, послойно гумусированные (до торфянистых); слоистость тонкая параллельно-линзовая; довольно часты включения гравия и мелкого щебня сланцев, в верхах – остатки древесины;

– пачка аллювиальных и делювиально-аллювиальных отложений, сложенная преимущественно глинистыми супесями, иногда насыщенными крупным щебнем (с примесью глыб) сланцев; выше – бровка пологонаклонной поверхности террасы.

Из нижней и средней частей разреза выделены спорово-пыльцевые спектры и комплексы семенной флоры. По заключению Никитина В. П. и Поломошновой А. И. [2], такая флора характерна для современной зоны северо-таежных разреженных лесов и тундр. Хальмерьинский аллювий коррелируется с ханмейской мореной и флювиогляциалом в рамках одноименного горизонта. Мощность подразделения до 12 м.

Ермаковский горизонт. *Озерно-аллювиальные отложения III надпойменного уровня* ($\alpha^3 III er$) широко распространены в долине р. Хулга (Сосьвинско-Белогорский район), где выполняют аккумулятивную часть обширной террасовидной равнины высотой 15–25 м. Представлены в нижней части песками, в верхней алевритами и глинами с растительными остатками.

В долине р. Хулга, ниже впадения в нее р. Нияю, в составе террасы преобладают пески преимущественно мелкозернистые, содержащие в разных количествах грубообломочный материал. Наибольшая мощность подразделения – 21 м, а в направлении к тыловому шву она резко сокращается до 1,5–2,5 м [26].

На соседних с юга территориях (междуречье рр. Ляпина и Хулги, лист Q-41-XXXI [49]), разрез этих отложений в нижней части представлен песками разнозернистыми и крупнозернистыми с гравием и галькой (более 10 м), в верхней – алевритами неслоистыми и глинами тонкого-горизонтальнослоистыми (за счет слоев алевритов), с единичным гравием и включениями растительных остатков разной степени разложения (4,5 м).

Возраст третьей террасы по многочисленным находкам на сопредельных территориях мамонтовой фауны (поздний тип) и положению в сводном разрезе, определяется как позднеплейстоценовый (раннезырянский). Из сборов П. П. Генералова в низовье Оби И. В. Фороновой (Институт геологии СО АН) определены остатки *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus* Boj., *Equus caballus* L., *Rangifer tarantus* L.? – типичных представителей этого фаунистического комплекса [26]. Описываемый стратон соотнесен с ермаковским горизонтом. На площади листа мощность подразделения до 20 м.

Ермаковский горизонт. *Аллювий и пролювий третьего надпойменного уровня* ($\alpha^3 III er$) развиты в Сосьвинско-Белогорском районе в пределах широких конусов выноса у геоморфологической границы «предгорья-низменность», а также зафиксированы ниже уступа, разделяющего древние морские аккумулятивные поверхности от озерно-аллювиальных террас (третьей и четвертой) долины р. Хулга. Хорошо дешифрируются на АФС и морфологически четко выражены. Представлены песками, глинистыми песками с галькой, валунами и глыбами. Вложены в высокую террасовидную поверхность енготаюсской толщи и фациально сопряжены с аккумулятивной частью обширной озерно-аллювиальной равнины того же возраста. Коррелируются с вышеописанными озерно-аллювиальными отложениями ермаковского горизонта региональной шкалы. Мощность подразделения до 15 м.

Невьянский горизонт. *Лодминский аллювий* ($\alpha^2 III ld$) выполняет аккумулятивную часть вторых надпойменных террас высотой 8–12 м на западе Уральской СФцЗ (Кожимско-Щучьинский район). Прослеживается в долине р. Кожим, где наблюдается вложение этих террас в ханмейский флювиогляциал. В лодминский аллювий вложен аллювий полярноуральского горизонта и пойменно-русловой аллювий. Лодминский аллювий представлен валунно-гравийными песками и песчано-галечными гравийниками. Согласно СЛ-200 относится к невьянскому горизонту

верхнего неоплейстоцена. Мощность таксона 6–9 м.

Невьянский горизонт. *Тынаготский аллювий* ($\alpha^2 III_{tn}$) выделен на площади листа Генераловым П. П. [3] с долины р. Бол. Тынагота. В СЛ-200 принят как аллювий, слагающий аккумулятивную часть второй надпойменной террасы, с относительной высотой 9–11 м в пределах Манья-Ляпинского и Сосьвинско-Белогорского районов. В Манья-Ляпинском районе закартирован в долинах рр. Бол. Тынагота, Хальмерью, Балбанью и др. Русловые фации аллювия сложены галечниками с валунами и линзами песков. Перекрывающая пачка слоистых супесей пойменной фации развита фрагментарно. Согласно СЛ, подразделение отвечает невьянскому горизонту позднего неоплейстоцена. Мощность – до 5 м.

В Сосьвинско-Белогорском районе Западно-Сибирской СФЦО стратон развит фрагментарно в долине р. Хулга и низовьях р. Хальмерью. Высота уступов террас у южной рамки листа достигает 12–14 м. Русловые фации аллювия выполнены валунно-галечными гравийниками (до 7 м). За восточной рамкой листа [26] в долине р. Хулга (выше устья р. Балбанью), эта пачка сцементирована светло-серым алевритом. Перекрывающая пачка (до 6 м) представлена песчаными алевритами с включениями растительных остатков, гравия и гальки (более 25 %), а также редких валунов кристаллических пород. Тынаготский аллювий соответствует каргинскому (возрастному аналогу – невьянского) горизонту. Мощность до 13 м.

Полярноуральский горизонт представлен образованиями полярноуральского оледенения (от названия которого и было заимствовано название горизонта) – полярноуральской мореной и флювиогляциалом.

Полярноуральская морена ($g III_{pu}$) является мореной карово-долинного оледенения площади. Широко развиты выше абсолютных отметок 500 м как на западе, так и на востоке горной части площади. Образования представлены щебнистыми суглинками и супесями с большим количеством глыб (до 45 %). Состав обломочного материала отвечает таковому в областях питания ледников. Эта морена залегает преимущественно на скальном субстрате. Согласно СЛ и на основании геоморфологического положения и развития на соседних территориях [47] в пределах моренных полей только одного надпойменного аллювиального уровня подразделение коррелируется с полярноуральским горизонтом позднего неоплейстоцена. Мощность его – до 10 м.

Полярноуральский флювиогляциал ($f III_{pu}$) редкими фрагментами развит в верховьях нескольких мелких водотоков и сопряжен с полями распространения карово-долинной морены. В долине р. Бол. Тыкотлова, так же как и на соседней с запада территории [47] наблюдаются фациальные переходы флювиогляциала в аллювий первой надпойменной террасы, относительно которой нередко выполняет аномально высокие, часто террасированные поверхности. Представлен щебнистыми гравийниками, щебнистыми дресвяниками с песчаным, супесчаным и суглинистым заполнителем. Мощность – до 5 м.

Сартанский горизонт. *Хулгинский аллювий* ($\alpha^1 III_{hg}$) слагает аккумулятивный чехол первой надпойменной террасы высотой 5–7 м в пределах Сосьвинско-Белогорского района. Прослеживается в долине реки Хулга, по берегам которой выполняет обширные пространства. Вложен в тынаготский аллювий вторых надпойменных террас, с врезанием перекрыт голоценовым аллювием поймы и русла. Русловая фация сложена галечниками с палеопочвенным горизонтом в кровле; пойменная – песками, алевритами, супесями с единичными валунами и галькой. Возраст подразделения, согласно СЛ, принят как сартанский горизонт позднего неоплейстоцена. Отложения золотоносны. Мощность его до 12 м.

Сартанский горизонт. *Аллювий и пролювий первого надпойменного уровня объединенные* ($\alpha, p^1 III_{sf}$). Образования хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и развиты в пределах Западно-Сибирской СФЦО, где они частично перерабатывают (с врезанием), а частично наращивают аналогичные отложения более древнего (ермаковского) возраста. Несортированные или слабо сортированные осадки, представлены супесями, песками с галькой, дресвой, валунами, глыбами, гравийниками и галечниками с песчаным, песчано-глинистым заполнителем. Локально проявлены в долинах ряда водотоков на геоморфологической границе «предгорья-низменность», а также ниже уступа, разделяющего древние морские аккумулятивные поверхности от верхне-неоплейстоценовых озерно-аллювиальных террас (третьей и четвертой) долины р. Хулга. Коррелируются с верхне-неоплейстоценовым хулгинским аллювием, описанным выше. С врезанием перекрыты современным аллювием. Мощность отложений до 10 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Интервал представлен аллювием современных долин, а так же коллювиальными и десерпционными, делювиальными и десерпционными, делювиальными образованиями развитыми на

склонах, которые были сформированы в результате активизации экзарационных и эрозионных процессов в ходе последнего этапа становления Уральского горного сооружения.

Коллювиальные и десертционные образования (с, dIII–H) развиты на крутых склонах горных хребтов, моделированных экзарационной деятельностью неоплейстоценовых ледников. Формирование отложений происходило с позднего неоплейстоцена и продолжается в настоящее время. Представлены они глыбняками, щебнями, дресвяниками в суглинистом или супесчаном заполнителе. Залегают преимущественно на скальных породах, перекрываются, в редких случаях, современным аллювием. Мощность – до 5 м.

Делювиальные и десертционные образования (d, dIII–H) широко распространены в пределах Уральской СФцЗ и фрагментарно картируются в приуральной части Западно-Сибирской СФцО на пологих и средней крутизны склонах горных хребтов и увалов; коррелируются с вышеописанными образованиями. Представлены залегающими преимущественно на скальных породах суглинками и супесями с дресвой, щебнем, реже глыбами подстилающих пород. Мощность – до 6 м.

Делювиальные образования (dIII–H) выделяются в Уральской СФцЗ, где развиты на протяженных пологих и средней крутизны склонах. Сформированы по породам палеозоя и докембрия в результате активизации начиная с позднего неоплейстоцена процессов преимущественно плоскостного смыва. Представлены лессовидными суглинками и супесями с дресвой и щебнем подстилающих пород. Мощность – 2–5 м.

Аллювий русла, поймы и первой надпойменной террасы ($\alpha^{P-1}IIIpu-H$). Комплекс нерасчлененных отложений картируется в горной части территории (Уральской СФцЗ); в единственном случае – низовья р. Хальмерью – «затекает» и в Западно-Сибирскую СФцО. Отложения представлены грубообломочной фацией русла (валунники, галечники, гравийники), которая в пределах поймы перекрывается песками и супесями (этот уровень отвечает – голоцену). Мощность пойменной фации колеблется от 0,5 до 1,2 м. Валунные галечники, пески, валунники первой надпойменной террасы (согласно СЛ соответствуют по времени формирования полярноуральскому горизонту позднего неоплейстоцена) встречаются в виде небольших сегментов шириной первые десятки метров, редко до 100–150 м; длина площадок составляет первые сотни метров. Образования этих двух уровней показаны совместно, так как отдельно не выражаются в масштабе карты. Формирование отложений продолжается в настоящее время. Общая мощность подразделения (в зависимости от порядка водотока) от 3 до 10 м.

ГОЛОЦЕН

Морена карового (реликтового) оледенения (gH) выделяется только в Уральской СФцЗ; имеет локальное распространение в истоках таких водотоков как Бол. и Мал. Тыкотлова, Селэмью, где располагается выше отметок 700 м. Образования приурочены к днищам и приустьевым частям наиболее высоко расположенных каров площади. Сложены глыбняками и щебнями, редко с суглинистым заполнителем. Морена преимущественно залегают на скальном субстрате, реже на образованиях полярноуральского ледникового комплекса и локально перекрывается одновозрастным флювиогляциалом и аллювием русла и пойм. Мощность голоценовых ледниковых образований – 10 м.

Аллювий русла и поймы (aH) развит повсеместно в долинах рек и ручьев низкогорной зоны Урала и «приуральной» части Западной Сибири, где может картироваться отдельно от хулгинского аллювия первой надпойменной террасы. Соответствующие отложения выстилают днища водотоков и слагают низкую и высокую поймы (высотой до 1,5–3 м). Русловая фация представлена преимущественно песчано-галечным валунником, пойменная – песками, песчаными гравийниками, песчано-гравийными галечниками, содержащими в кровле линзы и пачки суглинков, глин и алевритов бурого и синего цвета. Формирование отложений продолжается в настоящее время. Отложения золотоносны. Мощность аллювия от первых метров до 5–8 м (в зависимости от величины водотока).

На геологической карте осадки **современного звена и образования верхнего звена** показаны совместно (Q_{III-H}) (в Западно-Сибирской СФцО). Представлены аллювиальными песками, галечниками, супесями речных террас, озерно-болотными глинами, суглинками, торфом. Мощность до 20 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматические нестратифицированные подразделения «байкалид» (возрастной интервал поздний рифей – кембрий) распространены во всех трех подзонах Ляпинской СФЗ и представлены основными и кислыми породами как нормальной щелочности, так и умереннощелочными. Интрузивные и субвулканические образования «уралид», развитые в Зилаиро-Лемвинской и Войкарской СФЗ, охватывают интервал от позднего кембрия по девон включительно и сложены ультраосновными, основными и кислыми магматическими породами нормального ряда.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-РАННЕВЕНДСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Молдужские субвулканические образования представлены долеритами (первая фаза) и риолитами (вторая фаза). Фазы отвечают подsvитам одноименного стратона. Петрографическая характеристика этих образований почти идентична соответствующим эффузивам покровных фаций, поэтому, ниже приведены только петрохимическая и геохимическая характеристики.

Первая фаза ($\beta\text{RF}_3\text{m}_1$). По имеющимся петрохимическим данным (4 анализа, данные ГДП-200 листа Q-41-XXVI), фигуративные точки составов пород первой фазы субвулканических образований на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ размещаются в полях базальтов (две точки), трахибазальтов и трахиандезитобазальтов (прил. 12, рис. 6).

Средний субвулканический состав долеритов (прил. 11, табл. 4) ($\text{SiO}_2 - 49,58\%$ (47,20–53,46), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 3,92\%$ (2,75–5,66) отвечает базальтам, по величине коэффициента глиноземистости $a' - 0,90$ (0,75–1,15) – их умеренноглиноземистым разностям (отдельные частные анализы соответствуют высокоглиноземистым породам). По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 2,9$ (1,5–17,3) долериты относятся к калиево-натриевому, реже – к натриевому типу щелочности; по содержанию K_2O – к низкокалиевым, умереннокалиевым и высококалиевым (прил. 12, рис. 9). Агпайтовый индекс $\text{Ka} - 0,39$ (0,31–0,51); по коэффициенту фемичности $f - 18$ (16–20) это мезократовые разности.

Имеющиеся геохимические данные свидетельствуют, что содержания Se (Кк – 96,8) резко превышают кларки для основных пород (по А. П. Виноградову). Кроме Se существенно выше кларков As (Кк – 12,3), U, Hf, Ta, Mo, Be (Кк – 2,1–2,8), превышают кларки и Rb, Cs, Sr, Sc, Zr, V, Ga, Pb (Кк – 1,1–1,7). На уровне кларков или несколько ниже находятся содержания таких элементов как Y, Cr, Co, Sb (Кк – 0,8–1,0), существенно ниже – Nb, Th, Cu, Ba (Кк – 0,5–0,7), очень низкие содержания характерны для Ni, Zn, Br (Кк – 0,1–0,4).

Содержания всех LREE ниже кларка (Кк – 0,5–0,7), кроме Ce (Кк – 5,9); содержания MREE и Eu находятся на уровне кларков, а HREE – выше кларков (Кк – 1,1–2,3), кроме Lu (Кк – 0,7). Другие сведения по характеру распределения редкоземельных элементов см. в приложении 13.

Вторая фаза ($\lambda\text{RF}_3\text{-V}_1\text{m}_2$). Фигуративные точки составов пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (6 силикатных анализов, данные ГДП-200 и А. А. Соболевой) располагаются в полях риодацитов (2 точки) и трахириолитов (4 точки) (прил. 12, рис. 10). Средний состав первых (прил. 11, табл. 6) в большей степени отвечает плагиориодациту ($\text{SiO}_2 - 70,10\%$ (68,40–71,80), сумма щелочей – 6,44 % (5,21–7,67)), характеризуется натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 2,50$ (1,88–3,10), отмечается довольно существенное обеднение щелочами по отношению к алюминию ($\text{Ka} - 0,64$ (0,47–0,85)). Породы относятся к высокоглиноземистым ($a' - 2,88$ (2,58–3,34), перглиноземистым ($\text{ASI} - 1,23$ (0,95–1,63) разностям. Величина коэффициента ASI указывает на довольно существенное преобладание алюминия над щелочами и кальцием и на возможность образования самостоятельных минеральных фаз, представленных оксидом алюминия.

Трахириолиты ($\text{SiO}_2 - 73,73\%$ (73,00–74,51), сумма щелочей – 8,48 % (8,21–8,70) преимущественно калиево-натриевые ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 0,68$ (0,26–1,18)). Отмечается слабое обеднение щело-

чами по отношению к алюминию ($Ka = 0,88$ (0,78–1,00)); породы относятся к высокоглиноземистым ($al' = 3,57$ (2,56–5,54)), перглиноземистым разностям ($ASI = 1,05$ (0,95–1,14)). Величина коэффициента ASI указывает на некоторое преобладание алюминия над щелочами и кальцием.

Геохимическая характеристика. В риодацитах содержания Se ($Kk = 124,2$), как и везде, очень резко превышают кларк для пород кислого состава. Существенно выше кларков содержания Ni ($Kk = 15,0$) и Hf ($Kk = 10,9$), а также Sc , As и Zr ($Kk = 2,5–3,0$), превышают их Sb , Au , Y ($Kk = 1,2–1,7$). Примерно на уровне кларков находятся Ba , Sr , Th , Mo ($Kk = 0,8–1,0$), существенно ниже их Co , U , Nb , Ga ($Kk = 0,5–0,6$). Очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Rb , Cs , Sr , Zn , Ta , V , Cu , Pb , Be ($Kk = 0,1–0,4$). Содержания всех $LREE$, включая Eu , находятся на околочларковом уровне ($Kk = 0,8–1,0$), несколько ниже Nd ($Kk = 0,7$). Содержания $HREE$ выше кларков ($Kk = 1,1–1,6$) ($Tm = Kk = 3,1$), исключение составляет Tb ($Kk = 0,7$).

Для трахириолитов содержания Se ($Kk = 43,4$) очень резко превышают Кларк, существенно выше его Hf ($Kk = 11,4$), As ($Kk = 2,5$) и Sb ($Kk = 3,1$); превышают Кларки и содержания Y , Zr , Th , Sc ($Kk = 1,1–2,0$). Примерно на уровне кларков находятся Ni , Cu , Zn , U , ($Kk = 0,8–1,0$), существенно ниже их Rb , Ba , Ta , Cr , Nb , Ga , Pb ($Kk = 0,5–0,7$); очень низкие содержания выявлены для таких элементов как Cs , Sr , Co , V , Be , F ($Kk = 0,1–0,4$). Все $LREE$, включая Eu , находятся на околочларковом уровне ($Kk = 0,9–1,0$), несколько ниже его только La ($Kk = 0,7$), а выше – Sm ($Kk = 1,2$). Содержания $HREE$ выше кларков ($Kk = 1,2–1,7$) ($Tm = Kk = 3,3$), исключение составляет Tb ($Kk = 0,8$). Сравнение содержаний редкоземельных элементов в трахириолитах и риодацитах второй фазы см. прил. 13.

ВЕНДСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Балбаншорский комплекс метагаббровый (*vVbl*) выделен при ГМК-200 Тынаготской площади. Представлен дайками, силлами, реже штоками метагаббро и апогаббровых амфиболитов среди пород неркаюской свиты.

В северной части Неркаюского блока преобладают относительно крупные тела амфиболитизированных габбро, имеющих вытянутую форму, размеры 0,5–4,0 км по длинной оси и 0,3–0,6 км по ширине. Всего наблюдается около двух десятков тел, выражающихся в масштабе карты и серия внемасштабных интрузий. Контакты интрузий с вмещающими породами наблюдаются далеко не везде. Метагабброиды имеют зеленовато-серый цвет, массивное (в центральных частях тел), грубосланцеватое или полосчатое (по краям) строение. В зонах тектонических нарушений породы имеют облик сланцеватых амфиболитов. На остальной части блока развиты преимущественно маломощные (первые метры – первые десятки метров) дайки и силлы апогабброидных амфиболитов протяженностью сотни метров.

Петрографическая характеристика. Апогабброидные амфиболиты обладают параллельно-полосчатой, реже – очковой текстурой и гранонематобластовой, гетеробластовой, с элементами пойкилобластовой структуры. Состав: амфибол – 40–70 %; альбит – от 1 до 35 %; кварц – до 30 %; эпидот – до 25 %; гранат – до 35 %; хлорит – до 15 %; клинопироксен – до 10 %; сфен – 1–5 %; мусковит – до 2 %; магнетит – до 3 %; карбонат – до 2 %; апатит – р. з.; турмалин – е. з.; сульфид и оксид железа – р. з. Амфибол – основной породообразующий минерал – представлен густо окрашенной сине-зеленой роговой обманкой с $Ng = 18–28$ и слагает либо мелкозернистый агрегат размером 0,1–0,8 мм, состоящий из изометричных, ромбоэдрических и призматических зерен, либо агрегаты крупных зерен (размером 1,0–4,0 мм) субпризматической или призматической формы. Незначительно хлоритизированные кристаллы с вросками кварца и эпидота часто имеют одинаковую ориентировку, что определяет сланцеватую текстуру породы.

Петрохимическая характеристика. По данным 24 анализов, фигуративные точки составов на классификационной диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ преимущественно размещаются в полях долеритов (базальтов), умереннощелочных долеритов (трахибазальтов), габбро-диоритов (андезибазальтов). Средний состав комплекса ($SiO_2 = 50,23$ % (45,09–57,16), $Na_2O+K_2O = 3,48$ % (2,09–6,17)), отвечает собственно долеритам (базальтам) (прил. 11, табл. 7), низкоглиноземистым их разностям ($al' = 0,68$ (0,46–1,43)). По отношению $Na_2O/K_2O = 8,10$ (2,68–67,00) породы относятся к натриевому, крайне редко – к калиево-натриевому типу щелочности. По содержанию K_2O средний состав занимает граничное положение между умереннокалиевыми и низкокалиевыми породами (прил. 12, рис. 15). Агпайтовый индекс ($Ka = 0,41$ (0,23–0,58)) указывает на существенное преобладание Al_2O_3 над щелочами; по величине коэффициента фемичности ($f = 22$ (13–29)) это мезократовые и меланократовые породы, по коэффициенту фракционирования железа ($Kf = 60$ (42–75)) – нормальное, очень редко – железистые магматиты основного состава.

Геохимическая характеристика. Содержания Se (Кк – 24,9) резко превышают кларки, значительно выше их U (Кк – 5,3), существенно выше – Sc, As, Ta, Be (Кк – 2,1–3,2); превышают кларк и Y, Cs, Sb, Hf, V, Co, Mo, Zn, Pb (Кк – 1,2–1,9). Примерно на уровне кларка находятся содержания Ga (Кк – 0,9), существенно ниже – Zr, Ba, Br, Cu, Ni (Кк – 0,5–0,7); очень низкие содержания у Rb, Cr, Th, Sr Nb (Кк – 0,1–0,4). Все LREE, за исключением Ce, существенно или значительно ниже кларков (Кк – 0,2–0,7), у Ce – 3,4; содержания Eu всех HREE, напротив, их превышают, иногда существенно (Кк – 1,1–2,6), исключение составляет Lu (Кк – 0,8). Другие сведения по характеру распределения редкоземельных элементов см. в приложении 13.

Геохимическая специализация комплекса вытекает из его характеристики. Так, можно говорить о специализации пород в отношении U, Sc, As, Ta, Be, Y, Cs, Sb, Hf, V, Co, Mo, Zn, Pb, а также, в какой-то мере – Ti. С некоторыми телами амфиболитов в зонах их гидротермально-метасоматического изменения, связано образование рутила.

По ряду петро-, геохимических параметров апогаббровые амфиболиты сходны с толеитовыми базальтами. По классификации [10] комплекс относится к базальт-долеритовой (трапповой) формации метаморфизованной.

В ходе работ по ГМК-200 Тынаготской площади были выполнены определения изотопного возраста амфиболитов комплекса по цирконам на ионном микрозонде SHRIMP-II в лаборатории ЦИИ ВСЕГЕИ. По пяти замерам в пяти зернах получен вендский возраст 547 ± 14 млн лет (2 σ), среднеквадратичное отклонение конкордантности – 0,0101, вероятность конкордантности – 0,92.

ВЕНДСКО–КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Николайшорский комплекс гнейсогранит-металейкогранитовый (g γ V– $\text{C}\eta$). Назван по ручью Николайшор (приток р. Кожым), где расположен одноименный массив гнейсогранитов. Западнее рассматриваемой площади представлен несколькими относительно крупными массивами тех же пород: Николайшорским, Балашовским, Лавкашорским и Хальмерьюским, восточное окончание последнего представлено и на территории листа. Большинство авторов николайшорские гнейсограниты включали в состав кожимского гранодиорит-гранитового комплекса. В. Г. Вигоровой они рассматривались как «водные» – глубинные граниты, в отличие от остальных – производных «сухих» сиалических магм. Взаимоотношение конкретных массивов с вмещающими породами различное: наблюдаются как резкие интрузивные контакты, так и постепенные переходы, которые можно объяснить как магматическим, так и метасоматическим замещением.

Хальмерьюский массив является самым крупным автохтонным телом гнейсогранитов в составе николайшорского комплекса. Выделен в процессе работ по ГДП-200 листа Q-41-XXV [47]. В пределах территории представлен восточной оконечностью (площадью около 4 км²), а также расположенным в непосредственной близости от него небольшим (2×1 км) телом неправильной формы, условно отнесенным к этому же массиву. Вмещающими породами и одновременно протолитом здесь служат апориолитовые гнейсовидные сланцы саблегорской свиты.

Основными петрографическими разновидностями являются гнейсограниты мусковитовые, иногда двуслюдяные, обычно с гранатом. Они характеризуются лепидогранобластовой, гетерогранобластовой, порфиробластовой структурой; гнейсовидной, прерывисто-полосчатой текстурой с элементами катакластической. Состав: калиевый полевой шпат – 35–40 %; кварц – 35 %; альбит – 15–20 %; мусковит – 7–10 %. Порода выполнена гнейсовидным, несколько неоднородным по составу и зернистости гетеробластовым, лепидогранобластовым агрегатом полевых шпатов, кварца и мусковита размером 0,05–0,6 мм с многочисленными более крупными кристаллами (порфиробластами) калиевого полевого шпата (до 20 %) размером 0,6–3 мм, а так же зернами эпидота и граната, редкими или единичными зернами хлорита, биотита, сфена, ортита и циркона.

По имеющимся петрохимическим данным (8 анализов) фигуративные точки составов на классификационной диаграмме SiO₂–(Na₂O+K₂O) (прил. 12, рис. 18) преимущественно размещаются в полях гранитов, умереннощелочных лейкогранитов и лейкогранитов; средний состав их (SiO₂ – 74,45 % (71,08–77,36), Na₂O+K₂O – 8,10 % (6,81–8,88)) отвечает лейкограниту (прил. 11, табл. 8) переходному от нормальнощелочных к умереннощелочным (прил. 12, рис. 18). По величине коэффициента $al' = 6,57$ (4,30–10,26) это высокоглиноземистые породы; по отношению Na₂O/K₂O – 0,95 (0,76–2,24) – калиево-натриевые, реже – натриевые, по содержанию K₂O – высококалиевые (прил. 12, рис. 19). Агпайтовый индекс Ka – 0,82 (0,65–0,92) указывает на некоторое преобладание Al₂O₃ над щелочами; по величине коэффициента ASI (1,06

(0,97–1,18)) средний состав отвечает перглиноземистым разностям. Таким образом, общим для гнейсогранитов массива являются преобладающий лейкократовый состав, повышенная щелочность с существенной ролью натрия, высокая глиноземистость.

Геохимическая характеристика пород комплекса. Резко превышают кларки содержания Se (Кк – 27,9) и Ni (Кк – 23,2), существенно выше их Hf (Кк – 5,6), Au (Кк – 5,3) и Nb (Кк – 2,1), превышают кларки Sc, As, U, Rb, Zr, Th, Sb (Кк – 1,1–2,0), на уровне кларков находятся Вг, Ва, Cs (Кк – 0,8–0,9), существенно ниже – Zn, Cr, Sr (Кк – 0,5–0,7), Co и Ta (Кк – 0,2–0,3). Содержания REE редко превышают кларки. Так, значительно ниже их Eu (Кк – 0,4), La, Ce, Pr, Nd, Tb, Lu (Кк – 0,6–0,7), на уровне кларков содержания Sm, Gd, Ho, Yb (Кк – 0,9–1,0), выше – Dy, Er (Кк – 1,2) и Tm (Кк – 2,4). Сопоставление гнейсогранитов Хальмерьюского массива и метариолитов верхнесаблегорской подсвиты по содержанию элементов-примесей, включая REE приведено в приложении 13.

Таким образом, для комплекса характерны повышенные содержания Th и Au. Кроме того, можно говорить о специализации его в отношении таких элементов как Hf, As, Sc, Se, концентрации которых превышают кларки, но это является характерным для всех гранитоидных, а также вулканических (существенно кислого состава) комплексов в пределах рассматриваемой территории. Каких-либо проявлений рудной минерализации Nb и Y не отмечается, хотя такие выявлены за пределами площади в умереннощелочных лейкогранитах этого же комплекса. Очевидной является металлогеническая специализация в отношении вольфрамового оруденения, что в целом подтверждается поисковыми методами.

По генетической классификации Б. Чаппела и А. Уайта умереннощелочные лейкограниты аллохтонных массивов (за пределами площади), так и субавтохтонные массивы гнейсогранитов наиболее близки к гранитоидам S-типа. На это указывает набор редкоземельных и редкометалльных элементов и подтверждается отношениями Rb/Y+Nb. От наиболее близких к ним гранитов I-типа они отличаются набором акцессорных минералов (в котором широко представлены гранат и турмалин (шерл)), высокими отношениями Rb/Sr, повышенной глиноземистостью. Резкая обедненность легкими редкоземельными элементами лейкогранитов комплекса указывает на принадлежность их к наиболее поздним членам S-серий.

Возраст комплекса определяется вендско-раннекембрийским на основании значительного числа определений изотопного возраста локальным U-Pb методом по цирконам гранитов и гнейсогранитов комплекса (Балашовский, Лавкашорский массивы). Предполагается, что Хальмерьюский массив (как в пределах площади, так и на соседнем листе) образован по метариолитам саблегорской свиты; это подтверждается не только сходством петро- и геохимических данных, но и определениями абсолютного возраста цирконов (см. выше – раздел «Стратиграфия»).

Лемвинский комплекс эссексит-диорит-монцолейкогранитовый. *Первая фаза ($\gamma\delta V_2-C_1$)* представлена Малотынаготским массивом, расположенным на правом берегу р. Хальмерью в ее среднем течении и имеющим вытянутую на северо-восток каплевидную форму с максимальными размерами 6×1,5 км. В южной части он перекрыт одной из пластин Лемвинского аллохтона. Вмещающими породами служат преимущественно андезибазальты, андезиты и их туфы нижнемолдвожской подсвиты. Тело на поверхности представлено крупноглыбовыми развалами и разрозненными коренными выходами гранодиоритов, в меньшей степени – кварцевых диоритов, редко диоритов, часто катаклазированных. Между всеми указанными разностями отмечаются постепенные переходы. В краевых частях интрузии породы мелкозернистые, в центральной части – крупнозернистые, отмечаются пегматоидные разности.

Гранодиориты и кварцевые диориты представляют собой светло-зеленовато-серые, иногда с розоватым оттенком среднезернистые или порфирированные (за счет более крупных кристаллов роговой обманки) породы. В зависимости от количества амфибола они имеют лейкократовый или мезократовый облик. Структура реликтовая гипидиоморфная частично преобразованная в лепидогранобластовую. В минеральном выделяются сосюритизированный плагиоклаз (55–60 %), кварц (15–20 %), актинолитизированная роговая обманка (5–15 %), калиевый полевой шпат (1–15 %), хлоритизированный биотит (1–10 %); присутствуют сфен (1–2 %) и анатаз (1–2 %). Акцессорные минералы – апатит и циркон. Отмечаются карбонаты, хлорит, гематит, пирит, лейкоксен, сагениит, магнетит, ильменит, галениит и молибденит.

Плагиоклаз (олигоклаз – альбит), представленный лейстами длиной до 2 мм (соотношение длины к ширине 3:1 – 4:1), часто полисинтетически сдвойникованный и содержащий в виде включений чешуйки серицита, чаще всего является вторичным. По первичному плагиоклазу проявлены псевдоморфозы сосюрита с сохранением идиоморфизма табличек (до 1,5 мм по длинной оси). Продукты разложения первичного плагиоклаза (андезина, олигоклаз-андезина) образованы минералами эпидот-цоизитовой группы и серицитом; отмечается шахматный альбит, развивающийся, скорее всего, по калиевому полевому шпату.

По имеющимся петрохимическим данным (6 анализов, данные ГДП-200 листа Q-41-XXVI) фигуративные точки составов пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ отвечают гранодиоритам (3 точки), кварцевым диоритам (2 точки) и диоритам (1 точка) (прил. 12, рис. 22).

Средний состав гранодиоритов ($\text{SiO}_2 - 64,62\%$ (63,84–65,16), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 7,34\%$ (7,30–7,42)) имеет калиево-натриевый тип щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 1,53$ (1,21–2,07)), отвечает весьма высокоглиноземистым ($a_1' - 2,62$ (2,45–2,96)), метаглиноземистым ($\text{ASI} - 0,86$ (0,77–0,94)) разностям (прил. 11, табл. 9); по содержанию K_2O относится к высококалиевым породам (прил. 12, рис. 23). Коэффициент агайтности ($K_a - 0,86$ (0,77–0,94)) указывает на относительно низкую долю щелочей по отношению к алюминию.

Кварцевые диориты ($\text{SiO}_2 - 61,87\%$ (61,67–62,07)), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 6,67\%$ (6,36–6,97) и диориты ($\text{SiO}_2 - 56,54\%$, сумма щелочей – 7,26% имеют тот же тип щелочности и глиноземистости (прил. 11, табл. 9).

Количественные геохимические данные для гранодиоритов и диоритов (их микроэлементные составы) весьма близки, что видно на графиках распределения нормированных REE, LILE и HFSE (прил. 12, рис. 24 и 25). В них содержания (соответственно) Se (Кк – 28,4; 18,0) резко превышают Кларки (по А. П. Виноградову); выше кларков Sc, Mo, Hf, Cr, As, Sb, V, Co, (Кк – 1,5–8,9). Примерно на уровне кларков находятся Zn и Cu (0,8–1,0). Существенно ниже кларков Ba (0,5–0,7). Редкоземельные элементы, за отсутствием кларков для средних пород, нормировались по кларкам для высококальциевых гранитоидов (по К. К. Турекьяну, 1961 г.). Содержания всех REE значительно ниже кларков (Кк – 0,3–0,8), исключение составляют Eu (Кк – 0,9–1,1) и Tm (Кк – 1,1–1,5).

В гранодиоритах резко превышают кларк для пород кислого состава содержания Ag (Кк – 49,6), существенно превышают – As и Ni (Кк – 2,4–5,4). Превышают кларки: в гранодиоритах – Au, в диоритах – Cs, Th, Zr, Be (Кк – 1,5–2,0). Примерно на уровне кларков находятся: в гранодиоритах – Sr, Y, Zr, в диоритах – Rb, Ni, Ga, Pb (0,8–1,0). Существенно ниже кларков (0,5–0,7) в гранодиоритах содержания Rb, Cs, Th, Ga, Pb, Be, в диоритах – Y, Nb, U. Очень низкими содержаниями (Кк – 0,04–0,4) характеризуются: в гранодиоритах – Nb, U, V, Ta, в диоритах – Sr.

Таким образом, породы комплекса характеризуются повышенными содержаниями V, Ni, Mo, Au, Ag. С ними связаны проявления молибдена и вольфрама. Комплекс относится к гранит-лейкогранитовой формации, как и синхронный с ним сальнерско-маньхамбовский комплекс более западной Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ.

Проанализированные цирконы из кварцевых диоритов Малотынаготского массива идиоморфные, призматические ($K_z - 1,5-5$, $L - 200-400 \mu\text{m}$) или дипирамидальные, прозрачные и полупрозрачные розовато-коричневые (светло- и темноокрашенные) зерна. Кристаллы (тонкозональные или незональные) содержат много газово-жидких включений, ядра отмечаются редко. Полученные U-Pb методом данные свидетельствуют о становлении Малотынаготского гранитоидного массива в раннем кембрии ($519,6 \pm 3,7$ млн лет).

Вторая фаза ($\mu\gamma\mathcal{G}_2$) слагает Тынаготский массив и серию небольших тел на севере площади. Тынаготский массив на современном эрозионном срезе представлен крупным телом (50 км^2), вытянутым в субмеридиональном направлении на 30 км при ширине от 0,7 до 2,0 км. Вблизи западного контакта во вмещающих породах фиксируются зоны гранитизации линзообразной и «пластообразной» формы, мощностью первые метры и протяженностью десятки метров. Сам массив сложен гранитоидами, с которыми пространственно и генетически связаны жилы аплитов и пегматитов. Это двуслюдяные, биотитовые и роговообманковые разновидности, макроскопически средне- или крупнозернистые (иногда порфириовидные), реже мелкозернистые, массивные в северных частях и гнейсовидные – в южных, окрашенные в светло- и темно-серые тона с зеленоватым или розоватым оттенком. Выветрелые с поверхности породы приобретают более интенсивную розовую окраску.

В центре и на севере массива преобладают умереннощелочные разности лейкогранитов, среди них – монцолейкограниты. Их минеральный состав: калиевый полевой шпат (40–45%), кварц (20–35%), плагиоклаз (20–25%), мусковит (1–3%), биотит (1–2%). Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, сфеном, гранатом, редко отмечается щелочной амфибол – арфведсонит.

На юге массива преобладают *граниты* ($\gamma\mathcal{G}_2$) нормального ряда. Характеризуются они порфиробластовой (центральная часть массива) и гранитовой (краевые части) структурами. Средний минеральный состав (объемные %): микроклин – 28, кварц – 28, плагиоклаз – 24, мусковит – 14, роговая обманка – 3, биотит, стильпномелан – менее 1, акцессории – 2. По сравнению с умереннощелочными лейкогранитами уменьшается доля калиевого полевого шпата, отмечается появление роговой обманки, клинопироксена, увеличиваются содержания титаномагнетита,

сфена и апатита (прил. 12, рис. 27, 28). Первичные гипидиоморфозернистая и порфиroidная структуры пород в различной степени изменены с образованием катакластической, бластокактакластической и порфиroidклатической структур; массивная текстура на отдельных участках сменяется сланцеватой и гнейсовидной. Химический состав гранитов характеризуется более высокими содержаниями оксидов титана, железа, фосфора, магния, кальция (прил. 11, табл. 11), в них выше концентрация тяжелых редкоземельных элементов (прил. 12, рис. 29–32).

Гранитоиды Тынаготского массива имеют среднюю плотность $2,58 \text{ г/см}^3$, магнитную восприимчивость $0,5 \times 10^{-6}$ ед. СГС [114].

Датирование гранитов выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по единичным кристаллам циркона. Они идиоморфные, призматические, имеют светло- и темно-коричневую окраску; прозрачные светлоокрашенные кристаллы (гиацинты) составляют 30 %, трещиноватые полупрозрачные и мутные ($K_u - 1,8-3$, $L - 350 \text{ мкм}$) – 70 %. Все цирконы содержат много газово-жидких и минеральных включений, имеют четкую магматическую зональность. Полученные данные ($497,9 \pm 3,8$ млн лет) свидетельствуют о том, что становление гранитов Тынаготского массива вероятно завершилось в самом начале позднего кембрия.

Воргавожский комплекс габбро-эссекситовый ($\epsilon v \text{C}_{2V}$) на площади представлен одноименным габброидным массивом, в который объединены два тела, сложенные преобладающими здесь эссекситами и эссексит-долеритами. Оба тела расположены к западу от Тынаготского массива и залегают конформно с вмещающими породами молдвожской свиты (преимущественно вулканы основного состава); северное имеет площадь 2 км^2 (протяженность 4 км, максимальная ширина 0,8 км) и линзовидную форму, южное, также вытянутое, – площадь около 11 км^2 ($12,5 \times 0,4-2$ км). Центральные части тел сложены среднезернистыми породами, краевые – мелкозернистыми. Породы часто рассланцованы, иногда имеют гнейсовидный облик. Часть южного тела прорвана гранитоидами Тынаготского массива (второй фазы лемвинского комплекса).

Петрографическая характеристика пород. Распространенные в краевых частях массива умереннощелочные биотитовые кварцсодержащие долериты имеют бластодолеритовую (с элементами гранофиroidной, бластопойкилитовой) структуру, текстура пород массивная с элементами ориентированной. Состав: плагиоклаз (50–60 %), амфибол (частично актинолитизированная роговая обманка) (35–40 %), хлоритизированный биотит (3–7 %), кварц (до 3 %). Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом (1–2 %), цирконом, апатитом; вторичные – альбитом, актинолитом, хлоритом, серицитом, сфеном, рутилом, эпидотом, карбонатом, гидроксидами железа, пиритом. Плагиоклаз полностью разложенный, в единичных случаях сохранивший свою реликтовую таблитчатую или призматическую форму, мелкие призмы роговой обманки образуют кучные агрегатные сростки и скопления, нередко с биотитом. По характеру распределения темноцветного минерала и по формам выделения плагиоклаза выявляется реликтовая долеритовая структура.

Габбро-долериты также биотит- и кварцсодержащие – это среднезернистые породы с габбро-офитовой (с элементами пойкилоофитовой), порфиroidной структурой, в случае проявленных динамометаморфических изменений имеют бластогабброофитовую (с наложенными гранонематолепидобластовой и лепидогранобластовой) структуру; сланцеватую текстуру. Нередко присутствует макрополосчатость, обусловленная чередованием полос с сохранившимися магматическими структурами и полос, выполненных агрегатом вторичных минералов (в основном, серицитом, альбитом и хлоритом) нередко микроплойчатым. Отмечаются различия, в которых таблитчатые зерна плагиоклаза, близкие по степени идиоморфизма к темноцветным минералам, приближают структуру породы к габбровой. Состав: плагиоклаз (50–70 %), амфиболлизированный темноцветный минерал (клинопироксен) – 30–40 %, хлоритизированный биотит (до 3–4 %), кварц (до 2 %). Акцессорные минералы – титаномagnetит (1–3 %), апатит, циркон; вторичные – эпидот, серицит, альбит, хлорит, сфен, амфибол.

Петрохимическая характеристика. По имеющимся 8 анализам фигуративные точки составов пород Воргавожского массива на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ размещаются в полях умереннощелочных пород, отвечая семействам трахибазальтов и трахиандезитобазальтов (прил. 12, рис. 26). При этом следует отметить, что точки, попадающие в поле трахиандезитобазальтов, занимают положение вблизи границы с полем трахибазальтов. По классификации для плутонических пород составы отвечают семейству эссекситов. Средний состав (прил. 11, табл. 10) ($\text{SiO}_2 - 50,33 \%$ (46,28–52,70)), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 5,38 \%$ (4,05–6,00), $\text{K}_2\text{O} - 2,08 \%$ (1,42–2,71) отвечает трахибазальту (или эссекситу), по величине коэффициента $al^1 - 0,99$ (0,82–1,35) породы занимают пограничное положение между умеренноглиноземистыми и высокоглиноземистыми; по коэффициенту $f^1 - 18,8$ (15,9–21,8) относятся к мезократовым разностям (для плутонических пород этот индекс не применяется, а используется цветовой индекс), по отно-

шению щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 1,60 (0,98-2,86)$) – к калиево-натриевому типу щелочности. Агпайтовый индекс (Ка) – $0,47 (0,34-0,59)$.

Геохимическая характеристика. Содержания селена (Кк – 30,0) резко превышают кларки. Высокие содержания характерны для As (Кк – 5,2), Hf (Кк – 4,1), U (Кк – 3,9), Ta (Кк – 3,2), Rb, Y, Zr, Cs, Sc, Ni, Th (Кк – 1,1–2,0). Существенно ниже кларков содержания Sr, Ba, Co, Zn, Вг, La, Lu (Кк – 0,5–0,7), Nb, Cr, Sb (Кк – 0,3–0,4).

Содержания всех REE, кроме La и Lu, превышают кларки, причем для Ce, Eu, Dy, Tm более чем в 2 раза. Характерна средняя степень их фракционирования ($\text{LaN}/\text{YbN} - 5,10 (3,63-10,55)$) с некоторым обогащением легкими элементами (LREE) (прил. 12, рис. 7), при этом отмечается отсутствие аномалии европия: $\text{EuN}/\text{EuN}^* - 1,06 (0,97-1,18)$. Отношения $\text{LaN}/\text{SmN} (2,15)$ и $\text{GdN}/\text{YbN} (2,21)$ указывают на одинаковую степень дифференциации всех REE (легких, промежуточных и тяжелых).

Петрофизическая характеристика габбро-долеритов [81]. Плотность – $2,92 \text{ г/см}^3 (2,87-3,00)$, удельное электрическое сопротивление – $5\ 280 \text{ Ом}\cdot\text{м} (2\ 250-6\ 830)$, магнитная восприимчивость – $43,0 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (34–49).

Изотопно-геохронологические исследования цирконов из габбро-долеритов Воргавожского массива выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по единичным кристаллам циркона. Цирконы светло- и темно-коричневые замутненные и полупрозрачные; представлены двумя разновидностями кристаллов: игольчатыми (Ку – 8–10) идиоморфными прозрачными, почти бесцветными, а также призматическими (Ку – 1–3, L – 30–350 $\mu\text{м}$). Полученные данные ($508,7 \pm 2,2$ млн лет) позволяют соотносить возраст воргавожского комплекса с началом локальных постколлизийных растяжений в структурах Протоуральского орогена.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАЛЕДОНО–ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

В Зилаиро-Лемвинской СФЗ представлены позднекембрийско–раннеордовикским пожемским риолитовым и средне-позднеордовикским орангьюганско-лемвинским габбро-долеритовым гиабиссальными комплексами, в Райизско-Войкарской подзоне Войкарской СФЗ – среднеордовикским райизско-войкарским дунит-гарцбургитовым и позднеордовикско–раннесилурийским кэршорским дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым плутоническими комплексами, галактионовскими субвулканическими образованиями средне-позднедевонского возраста, а также позднедевонским эрпшорским габбро-долеритовым гиабиссальным комплексом.

Пожемский комплекс риолитовый гиабиссальный ($\lambda\text{л}\xi\text{--O}_1\rho$). В пределах площади породы комплекса распространены среди образований нерасчлененной погурейской свиты и представлены двумя телами риолитов, выражающимися в масштабе карты (размеры $1,4 \times 0,2$ и $1,8 \times 0,3$ км), а также более мелкими формами, большей частью сосредоточенными в районе г. Кустосьиз. В составе комплекса выделяются афировые (фельзитовые) и порфиоровые риолиты с вкрапленниками калиевого полевого шпата (15–20 %), кварца (2–5 %) и плагиоклаза (1–3 %). Основная масса сложена микрофельзитовым агрегатом калиевого полевого шпата (30–40 %), кварца (25–40 %), плагиоклаза (5–25 %), мусковита и серицита (5–10 %). Вторичные изменения выражены серицитизацией, пиритизацией, баритизацией и окварцеванием.

По имеющимся петрохимическим данным (12 анализов [72]) фигуративные точки химических составов кислых образований г. Кустосьиз на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ располагаются в полях нормально- и низкощелочных риолитов (9 точек) и риодацитов (3 точки) (прил. 12, рис. 35).

Средний состав нормально- и низкощелочных риолитов (прил. 11, табл. 13) тяготеет к плагиориолиту ($\text{SiO}_2 - 76,72\% (74,46-78,30)$), сумма щелочей – $6,11\% (5,20-7,48)$, характеризуется натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 3,20 (1,20-16,33)$) и в целом слабым обеднением щелочами по отношению к алюминию (Ка – $0,80 (0,70-1,09)$), низкокалиевые (прил. 12, рис. 36), высокоглиноземистые ($a_1' - 3,5 (2,22-4,59)$) породы, перглиноземистые их разности ($\text{ASI} - 1,08 (0,90-1,28)$). Значение ASI указывает на большое преобладание алюминия над щелочами и кальцием.

В риодацитах (прил. 11, табл. 13) среднее содержание двуокиси кремния $71,24\% (70,46-72,48)$, сумма щелочей – $6,90\% (6,14-8,20)$. Они характеризуются калиево-натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 0,95 (0,52-1,39)$), существенным обеднением щелочей по отношению к алюминию (Ка – $0,69 (0,53-0,91)$) и относятся к высококалиевым (прил. 12, рис. 36), высокоглиноземистым ($a_1' - 2,55 (2,50-2,66)$) породам, перглиноземистым их разностям ($\text{ASI} - 1,22$

(1,01–1,83)). Последняя величина указывает на довольно существенное преобладание алюминия над щелочами и кальцием.

Содержания селена (Кк – 92,8), как и везде, резко превышают кларк, значительно превышают его Ni (Кк – 13,8), Hf (Кк – 10,7), Mo (Кк – 5,8); относительно Ni следует заметить, что это данные INAA, а по данным КСА Кк составляет 1,5. Превышают кларки и Sc, As, Sb, Zr (Кк – 2,2–2,9), Y, Zn, Au, Ga (Кк – 1,1–1,8). На уровне кларков содержания Nb, Cs, Th, Cu (0,8–0,9). По поводу Nb отметим, что по данным РФА его Кк составляет 0,8, а по данным КС – 2,4, в данном случае более достоверным следует считать первое значение. Существенно ниже кларков Rb, Ba, Cr, U, Ta, Pb, Be (0,5–0,7), Co, Br, V, Sr (Кк – 0,1–0,4). Содержания всех LREE, включая Eu, находятся на околочларковом уровне (Кк – 0,7–0,9), HREE – выше кларков (Кк – 1,3–4,4), исключение составляет Tb (Кк – 0,8).

Петрофизические свойства риолитов характеризуются низкой плотностью (2,66 г/см³), высоким удельным электрическим сопротивлением (4 900 Ом), немагнитностью (10·10⁻⁶ ед. СГСМ) и повышенной естественной радиоактивностью.

Возраст пожемского комплекса принимается позднекембрийско–раннеордовикским по наличию обоих активных контактов с вмещающими образованиями погурейской свиты и согласно легенде Северо-Уральской серии листов. В самое последнее время А. В. Черкашиным и др. (2009 г.) получены радиоизотопные датировки риолитов из петротипических массивов комплекса (за пределами площади) со значениями 500,3; 485, 475,2 млн лет, укладывающимися в названный временной интервал.

Райзско-войкарский комплекс дунит-гарцбургитовый (σ ; $u\sigma O_2M$) на территории листа участвует в строении Хулгинского (Олыся-Мусюрского) и Синотвожского массивов. Несколько довольно крупных тел этого комплекса, представленных серпентинизированными дунитами, располагаются в зоне меланжа, фрагментарно протягивающейся вдоль зоны ГУН.

Комплекс является нижним членом офиолитовой ассоциации, к которому обычно относят реститовые ультрамафиты, формировавшиеся при длительном последовательном деплетировании мантийного материала. Среди них преобладают гарцбургиты, менее распространены дуниты, еще реже встречаются лерцолиты. Жильная серия представлена основными ультрамафитами (горнблендитами и оливиновыми вебстеритами). Также в составе комплекса присутствуют ультраосновные динамометаморфиты («войкариты»), доля которых в общем объеме пород не установлена.

Хулгинский (Олыся-Мусюрский) массив ориентирован в северо-восточном направлении, протягиваясь на 45 км при максимальной ширине 4,5 км; выклинивается на севере у восточной рамки площади, а на юге перекрыт тектонической пластиной девонских образований. Ультраосновные породы граничат на западе с кэршорским дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым комплексом, с востока на них надвинута тектоническая пластина, сложенная только кэршорскими габброидами. Взаимоотношения райзско-войкарского комплекса с дунит-клинопироксенитовой ассоциацией не вполне ясны. По некоторым данным они тектонические (или тектонизированные), по другим – отмечается постепенный переход путем чередования пород, по третьим – контакт интрузивный. Неудовлетворительная обнаженность не позволяет однозначно решить этот вопрос.

В пределах массива породами комплекса сложены две крупные полосы-линзы протяженностью около 20 км каждая. В южной из них соотношение дунитов и гарцбургитов на поверхности примерно равное. Дуниты в основном приурочены к западной и восточной границам этой полосы, кроме того, три крупных линзовидных тела протягиваются цепочкой в центральной ее части, сложенной гарцбургитами; там же имеется значительное количество маломощных (до первых метров) линз дунитов. Северная полоса сложена преимущественно гарцбургитами, дуниты присутствуют в виде частых, но небольших линз, несущих хромитовое оруденение. Здесь же они тектонически (через зону меланжа ГУНа) контактируют с образованиями неркаюской свиты.

Дуниты в разной степени серпентинизированы (антигоритовые и хризотил-лизардитовые), характеризуются петельчато-волокнистой, лепидофибробластовой, в сочетании с реликтовой магматической (панидиоморфнозернистой) структурами, сланцеватой и линзовидно-полосчатой текстурами. Дуниты антигоритизированные отличаются линзовидно-полосчатым сланцеватым строением, состоят антигорита (60 %) и среднезернистого оливина (35 %), содержат небольшое (3–5 %) количество магнетита и доли % мелких зерен сульфида. В аподунитовых серпентинитах основной минерал – альфа-лизардит, слагающий густую сеть пересекающихся, переплетающихся жилок и «шнуров». Петли сети выполнены более плотным лизардитом (или серпофитом) и включают реликты оливина. Состав: серпентин – 60–90 %, оливин – 10–40 %, рудный минерал – 1–2 %, хлорит – доли %.

Первично ортопироксен-оливиновые породы представлены апогарцбургитовыми тремолит-серпентиновыми агрегатами, реже – серпентинизированными гарцбургитами. Характеризуются волокнисто-решетчатой (в сочетании с пластинчатой и порфиробластовой) структурой, массивной, нередко ориентированной (неясно полосчатой) текстурой. Серпентин – волокнистый хризотил и пластинчатый бастит; часто отмечаются порфиробласты тремолита и реликты оливина. Состав: серпентин (70–95 %), тремолит – (5–25 %), хлорит (до 5 %), хромшпинелиды (1–3 %), магнетит (1–2 %), оливин (до 15 %), тальк – незначительное количество.

Минеральные преобразования, согласно общепринятым представлениям, не сопровождались изменениями химического состава, поэтому для классификации пород была использована диаграмма Орх–Ол–Срх для нормативных составов пород (прил. 12, рис. 45). В пределах Хулгинского массива выделяются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, оливиновые вебстериты. Их химические составы и некоторые петрохимические характеристики приведены в приложении 11 (табл. 18). В частности, по параметрам А и S большинство пород комплекса являются типичными представителями названных видов. Для среднего состава гарцбургитов характерны: SiO₂ – 38,81 % (36,58–40,92), MgO – 38,21 % (35,50–42,38), Na₂O+K₂O – 0,13 % (0,07–0,27); для лерцолитов: SiO₂ – 42,41 %, MgO – 35,38 %, Na₂O+K₂O – 0,17 %; дунитов: SiO₂ – 35,90 %, MgO – 39,05 %, Na₂O+K₂O – 0,06 %. Сведения о характере распределения редкоземельных элементов даны в приложении 13.

В *Синотвожском массиве* райизско-войкарский комплекс представлен двумя тектоническими пластинами (западной – Кедровской и восточной – Синотвожской), которые на юге закрыты чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, а на севере по поверхности ГУНа надвинуты на образования неркаюской свиты. На востоке Синотвожская пластина частично перекрыта девонскими образованиями. В целом площадь выходов ультрамафитов составляет здесь около 35 км² при максимальной протяженности (с запада на восток) 15 км и максимальной ширине 5 км.

Как и в более северных массивах, ультрамафиты комплекса в различной степени серпентинизированы и обладают сходными структурно-текстурными характеристиками. Аподунитовые серпентиниты состоят из серпентина (75–77 %), брусита (15 %), реликтов оливина (5–10 %), рудного минерала (1–5 %); для апогарцбургитовых серпентинитов характерны почти нацело серпентинизированные оливин (до 50 %) и ортопироксен (до 45 %), в аполерцолитовых серпентинитах отмечаются реликты моноклинного пироксена (близкого к авгиту) – 5–10 %; из рудных минералов встречаются зерна хромита и магнетита.

Химические составы и некоторые петрохимические характеристики пород приведены в приложении 11 (табл. 18). Средний состав гарцбургитов характеризуется следующими параметрами: SiO₂ – 35,49 % (35,18–35,80), MgO – 37,18 % (36,37–37,99), Na₂O+K₂O – 0,10 % (0,09–0,10); лерцолиты состоят из SiO₂ – 38,82 %, MgO – 35,77 %, Na₂O+K₂O – 0,09 %; дуниты – SiO₂ – 32,5 % (32,30–32,71), MgO – 40,89 %, (40,70–41,09), Na₂O+K₂O – 0,08 % (0,05–0,09). Сведения о характере распределения редкоземельных элементов приведены в приложении 13.

Геохимическая специализация комплекса характеризуется вышекларковыми содержаниями Cr, Ni, Co. Минерагеническая специализация вытекает из связи с ультрамафитами проявлений хромитов, а за пределами площади – хризотил-асбеста (баженовского типа), талька, платиноидов (осмистый иридий).

Возраст комплекса принимается среднеордовикским в соответствии с серийной легендой и моделью развития региона в целом.

Оранжевоганско-лемвинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($v\beta; \omega O_2$ - $3a$) на рассматриваемой площади представлен многочисленными sillами и дайками в полях развития малохосаинской толщи, погурейской, кокпельской, грубеинской, харбейшорской свит и нижнемолдшорской подсвиты.

Пластообразные тела и дайки габбро-долеритов, реже долеритов и габбро имеют протяженность до 15 километров при ширине выходов (при относительно пологом залегании) до 1 км. В составе комплекса также отмечаются расслоенные тела преимущественно пластообразной формы, приподошвенные части которых сложены пикритами и пикродолеритами. Пикриты нередко представлены и в виде самостоятельных тел.

Контакты габбро-долеритов с вмещающими породами резкие, в большинстве случаев субсогласные. От контактов к центральным частям интрузий отмечается постепенная смена мелкозернистых разностей (микродолеритов) среднезернистыми порфиридовидными и крупнозернистыми полнокристаллическими породами. Характер изменений вмещающих пород зависит от их состава. Так, терригенные осадочные породы подвергнуты ороговиканию, эпидотизации, хлоритизации и пиритизации, вулканогенные – биотитизации, хлоритизации и образованию амфиболовых минералов. Мощность зон экзо- и эндоконтактовых изменений зависит от мощ-

ности интрузивного тела и меняется от десятков сантиметров до первых метров.

Габбро-долериты и долериты имеют зеленовато-серую окраску; как правило, они не сохранили свой первоначальный облик и имеют сланцеватую, реже массивную текстуры. Наиболее характерные структуры: офитовая и пойкилоофитовая, в крупных телах отмечается габбро-офитовая, реже габбровая; они в значительной мере реликтовые, широкое же развитие получила бластоофитовая структура. Главные первичные пороодообразующие минералы представлены моноклинным пироксеном и плагиоклазом. В долеритах с офитовой структурой лейстовидные кристаллы плагиоклазов, составляющие от 25 до 40 % объема породы, характеризуются удлиненной призматической формой, в разностях с габбро-офитовой структурой – короткопризматической. В наименее измененных породах плагиоклаз определяется как андезин, обычно же он замещен агрегатами сосюрита, альбитом, и первоначальный состав его определить невозможно. Пироксен представлен диопсидом (также обычно измененным) в количестве от 10 до 50 %. Выделения его ксеноморфны, в случае прорастания кристаллами плагиоклаза образуют пойкилоофитовую структуру. Пироксен замещается роговой обманкой, а та, в свою очередь, хлоритом. Количество амфибола достигает 30–35 % объема породы. Акцессорные минералы представлены апатитом, а также титаномагнетитом и ильменитом, замещаемым сфеном и лейкоксеном. Метагаббро-долериты пространственно тесно ассоциируют с апоэффузивными зелеными сланцами, и в случае интенсивно проявившегося динамометаморфизма не всегда уверенно от них отличаются. Степень расланцевания в пределах отдельных крупных тел также различна и постепенно увеличивается от центра к периферии; часто наблюдается вторичная тонкая полосчатость.

Пикриты и пространственно связанные с ними оливиновые долериты [64] довольно широко проявлены на севере площади (водоразделы рек Балбанью, Большая и Малая Тыкотлова). Они образуют дайки и мелкие штоки, чаще всего овальной или изометрично-неправильной формы. Внешне пикриты имеют сходство с невыветрелыми перидотитами или (в измененных разностях) – мелкозернистыми серпентинитами. Оливиновые долериты распознаются по характерной структуре и пестрой зелено-серой («крябчиковой») окраске.

Для пикритов характерна порфировая, реже пойкилитовая структура, которые хорошо заметны даже в нацело серпентинизированных породах. Они состоят из криптокристаллического мезостаза (обычно серпентинизированного, иногда с развитием позднего актинолита по хризолиту [72]) и погруженных в него вкрапленников оливина изометричной формы, а также короткопризматических кристаллов моноклинного пироксена (авгита). Отмечается сосюритизированный плагиоклаз. В серпентинизированных разностях (чаще наблюдаются на юге площади) оливин замещен серпентином, тремолитом, реже бурым иддингситом. Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 3 %), апатитом, сфеном, пиритом, цирконом, гематитом, ильменитом, биотитом, мусковитом и гранатом малиновой окраски.

Для ассоциирующих с пикритами оливиновых долеритов и переходных к пикритам пикродолеритов наиболее типична офитовая, реже пойкилоофитовая структура. Основные пороодообразующие минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен (авгит) и оливин. Оливин замещается бурым иддингситом и серпентином, по пироксену развит амфибол. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, часто сосюритизирован. Среди вторичных минералов резко преобладает хлорит, из рудных постоянно отмечается титаномагнетит с содержаниями до 5–6 %.

Анализ имеющихся петрохимических данных (в сочетании с петрографической характеристикой пород) показывает, что комплекс относится к недифференцированным сериям. По петрохимической классификации вулканитов здесь резко преобладают базальты (долериты), часть составов попадает в поле умереннощелочных пород, хотя ни по одному параметру, кроме суммы щелочей, им не соответствует (прил. 12, рис. 39). Отмечаются очень низкие (первые доли процента) содержания K_2O и высокие – Na_2O (превышающие оксид калия в десятки раз). Со всем незначительная часть составов располагается в поле андезибазальтов, но это вызвано, скорее всего, наложенным окварцеванием. Петрохимическая принадлежность щелочных разновидностей к основным и ультраосновным пикродолеритам может объясняться расслоенностью преимущественно на месте становления тел (однако, значительная часть составов, точки которых попадают в поля соответствующих семейств, пикробазальтам не соответствует, прежде всего, по содержанию MgO). Наличие самостоятельных тел пикритов, вероятно, говорит о процессе дифференциации в промежуточных очагах с последующим подъемом ультраосновного расплава. По классификации для плутонических пород полнокристаллические составляющие комплекса отвечают семейству габбро.

Средний состав основных пород комплекса (прил. 11, табл. 16) характеризуется величиной SiO_2 равной 47,98 % (43,98–52,10), содержаниями Na_2O – 2,68 % (0,84–4,66) и K_2O – 0,25 % (0,03–0,59) при сумме щелочей – 2,93 % (1,03–4,95). По отношению Na_2O/K_2O – 10,91 (3,88–

51,25) породы принадлежат натриевой серии (прил. 12, рис. 40). По коэффициенту $al' - 0,67$ (0,41–1,04) они относятся к низкоглиноземистым, по величине $f' - 22,39$ (16,78–28,29) характеризуются как меланократовые, обладая свойствами переходных к оливиновым разностям. По величине коэффициента фракционирования Fe ($K_f - 65$ (47–83), при широких пределах его вариации в частных составах, средний состав отвечает железистому долериту. По параметрам A и S на классификационной диаграмме для плутонических пород нормальной щелочности средний состав комплекса размещается в поле габбро. На той же диаграмме с полями вулканических пород средний состав (как и почти все частные составы) попадает в поле базальтов, некоторые из них занимают промежуточное положение между базальтами и пикробазальтами.

Средний состав пикритов комплекса (прил. 11, табл. 17) характеризуется величиной $SiO_2 - 40,68\%$ (37,90–43,80), содержаниями $MgO - 21,70\%$ (15,45–25,93), $Na_2O - 0,51\%$ (0,08–1,17) и $K_2O - 0,20\%$ (0,06–0,80), суммой щелочей – 0,71 % (0,14–1,31). По отношению $Na_2O/K_2O - 2,62$ (0,61–8,36) породы принадлежат калиево-натриевой серии; по параметрам A – 11,87 (6,04–15,80) и S – 1,47 (4,18–8,43) отвечают (за некоторым исключением) пикриту.

Предварительный просмотр выборки из некоторых сводных и обобщающих работ [54] показал, что в них включены составы, характеризующиеся очень существенными различиями в поведении щелочей, иногда с резким преобладанием калия над натрием. Такое возможно при использовании для характеристики составов измененных пород или вообще принадлежащих к разным комплексам. Поэтому, для характеристики формационной принадлежности привлекались анализы проб, отобранных при ГДП-200 и ГМК-200.

По значениям параметров $(Fe_2O_3+FeO)/MgO - 1,98$ (0,93–4,75) и $SiO_2 - 47,98\%$ (43,98–52,10) породы комплекса отвечают толеитовой серии нормального ряда, фигуративные точки на соответствующей диаграмме располагаются, за некоторым исключением, выше границы раздела толеитовой и известково-щелочной серии, в поле толеитов. В пользу последнего говорит и уровень содержания K_2O , для которого не отмечены превышения порогового значения 0,8 % (в среднем составе – 0,25 %). По параметру $(Na+K)/Ca$ (в среднем составе – 0,63) комплекс также отвечает толеитовой серии. На диаграмме Пирса ($FeO_{общ} - Al_2O_3 - MgO$) средний состав комплекса размещается в поле континентальных базальтов (платобазальтов). Этот вывод и принимается нами. Породы комплекса рассматриваются как рифтогенные гипабиссальные образования, связанные с процессами растяжения в пределах уже формирующегося континентального склона и подножья; эти процессы синхронны с начальными фазами океанической стадии в пределах палеоокеанического сектора.

Содержания Se ($K_k - 35,5$) в долеритах и габбро-долеритах резко превышают кларк для пород основного состава, что характерно для всех пород района, вне зависимости от их состава. В разной степени превышают кларки содержания As (9,2), U (6,4), Cs ($K_k - 2,9$), V ($K_k - 2,3$), Sc, Br, Hf, Ta, Co, Mo ($K_k - 1,2-2,0$). На уровне кларков находятся Sb, Zn, Ba ($K_k - 0,9-1,0$); существенно ниже их – Y, Zr, Cu, Cr, Ga, Pb (0,5–0,7), Sr, Rb, Th, Ni, Nb ($K_k - 0,1-0,4$). Содержания всех LREE и Eu существенно ниже кларков ($K_k - 0,2-0,6$), кроме Ce ($K_k - 2,7$); содержания промежуточных и тяжелых REE, кроме Lu ($K_k - 0,6$), превышают кларки или соответствуют им ($K_k - 0,9-1,3$), у Dy – 2,1, у Tm – 2 (другие сведения по характеру распределения редкоземельных элементов см. в прил. 13).

Содержания микроэлементов в пикритах нормировались по кларкам для ультраосновных пород, но, видимо, «базальтоидное» происхождение пикритов сказалось на их микроэлементном составе, который имеет повышенные, «базальтоидные» содержания. Видимо, по этой причине большинство элементов очень значительно, значительно или существенно превышают кларки для ультраосновных пород и лишь некоторые из них находятся на кларковом или более низком уровне. Очень значительно превышают кларки содержания U ($K_k - 438$), Ba ($K_k - 100$), As ($K_k - 83$), Th ($K_k - 70,7$), Rb, Nb, Ta, Cs, Se, As, Mo ($K_k - 14,9-47,8$); существенно выше их Br, Hf, Ga ($K_k - 14,9-47,8$), Sc, V, Cu, Zn ($K_k - 2,4-4,5$). На уровне кларков находятся содержания Sr, Zr, Cr, Co ($K_k - 1,0$), ниже – Ni ($K_k - 0,7$). Кларки для REE в ультраосновных породах практически отсутствуют (по А. П. Виноградову, 1931 г.); имеются лишь рассчитанные значения для Eu и Dy. В данном случае Eu ($K_k - 21,0$) и Dy ($K_k - 50,8$) значительно их превышают. Пикриты характеризуются низкими содержаниями REE (превышение их содержаний в частных анализах над содержаниями в хондрите колеблется в пределах от 4 до 15 раз) и, в основном, неотчетливой их дифференциацией; средний состав характеризуется слабым фракционированием REE. Сведения по характеру распределения редкоземельных элементов даны в приложении 13.

По имеющимся петрофизическим данным габбро-долериты имеют плотность – 2,87–2,92 г/см³ и магнитную восприимчивость – 23–29·10⁻⁶ ед. СГС [81].

Металлогеническая специализация комплекса недостаточно ясна. В связи с расслоенными

интрузиями можно связывать перспективы в отношении Cu, Ni, но имеющиеся геохимические данные говорят пока только в пользу Cu.

Возраст орангьюганско-лемвинского комплекса обосновывается фактом прорывания его телами нижнеордовикских кокпельской и грубеинской свит, а также объединенных отложений харбейшорской свиты и нижнемоллюдшорской подсвиты, принадлежащих низам среднего ордовика.

Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый. *Первая фаза* ($\sigma; \nu O_3 - S_1, K_1$) распространена на территории в тех же массивах, что и райизско-войкарский комплекс.

В *Хулгинском (Олыся-Мусюрском) массиве* породы первой фазы образуют дунит-клинопироксенитовую ассоциацию на западном фланге Олысямусюрской пластины. Представлены они оливиновыми клинопироксенитами, дунитами (линзовидные тела в клинопироксенитах) и оливиновыми вебстеритами. Дуниты в разной степени серпентинизированы и близки по составу и текстурно-структурным особенностям подобным породам райизско-войкарского комплекса (см. выше).

Оливиновые вебстериты и оливиновые клинопироксениты петрографическими методами не всегда разделяются. И те, и другие содержат диаллаг, оливин и ортопироксен (последний – разных количествах), но серпентинизация затушевывает первичный минеральный состав. Для разделения их петрохимические данные выносились на классификационную диаграмму для нормативных составов Орх–ОІ–Срх: вебстериты содержат больше MgO, что обусловлено не только оливином, но и большим, чем в клинопироксенитах количеством энстатита (в данном случае – не более 30 % нормативного ортопироксена). В шлифах эти породы, как правило, интенсивно антигоритизированы, нередко имеют порфириовидный облик, массивную (преобладает) или сланцеватую текстуру. Состав: частично измененный клинопироксен – до 90 % в оливиновых разновидностях и до 100 % в клинопироксенитах; серпентинизированный оливин (0–20 %); ортопироксен (в вебстеритах – до 25 %) распознается только по вторичным минералам (гомосеовые псевдоморфозы серпентина); акцессорные рудные минералы (1–3 %); вторичные (хлорит-роговообманково-антигоритовый агрегат) – до 15–20 % в сильно измененных разновидностях.

На диаграмме Орх–ОІ–Срх (прил. 12, рис. 46) для образований Хулгинского массива выделяются все названные выше виды пород. Их химические составы и некоторые петрохимические характеристики приведены в приложении 11 (табл. 19). Дуниты кэршорского комплекса характеризуются следующими основными параметрами: SiO₂ – 35,86 % (33,97–38,80), MgO – 42,76 % (38,70–46,08), Na₂O+K₂O – 0,03 % (0,03–0,12); оливиновые вебстериты: SiO₂ – 47,72 % (42,60–50,56), MgO – 23,48 % (21,00–27,30), Na₂O+K₂O – 0,21 % (0,08–0,36), Na₂O/K₂O – 4,13 (1,66–6,38) (их средний состав характеризуется низкими коэффициентами глиноземистости ($a_1' - 0,06$) и фракционирования железа (Кф – 21) по отношению к классификационным параметрам вебстеритов и оливиновых вебстеритов); оливиновые клинопироксениты: SiO₂ – 46,39 % (45,59–47,19), MgO – 24,45 % (24,04–24,85), Na₂O+K₂O – 0,33 % (0,24–0,41), Na₂O/K₂O – 12,00 (9,25–23,00).

В *Синотвожском массиве* оливиновые вебстериты не только слагают участки в поле клинопироксенитов, но и образуют линзовидные тела среди габбро. В последнем случае это темно-серые (практически нацело состоящие из пироксена) массивные крупнозернистые породы с кристаллами размером до 1 см по длинной оси (в основном, 0,5×0,7 см). В шлифах они характеризуются пойкилитовой структурой; состоят из диопсида (до 90 %), ортопироксена (бластитизированного) – до 10 %, пойкилитовых включений – до 10 % (последние представлены идиоморфными зернами оливина, почти нацело замещенными серпентином, бруситом или клинопироксеном с тонкой эмульсионной вкрапленностью рудных минералов). В виде прожилков присутствуют карбонат и хлорит. Состав оливиновых клинопироксенитов: клинопироксен (70–75 %), частично серпентинизированный оливин (10–15 %), тремолит (10–20 %); акцессорные: магнетит (редкие зерна); вторичные минералы: серпентин, магнетит, амфибол.

Вторая фаза ($\nu; \nu' S_1, K_2$) также представлена в обоих массивах, и, кроме того, в изолированных выходах общей площадью около 10 км² на правом берегу р. Мал. Хосая, к востоку от Хулгинского массива.

В *Хулгинском (Олыся-Мусюрском) массиве* породы второй фазы представлены габброидами (резко преобладают), верлитами и оливиновыми вебстеритами (линзовидные тела в габбро), а также плагиоаплитами (жилые тела в габбро).

Габброиды подразделяются на две группы, различающиеся прежде всего тектонической позицией. Первая группа слагает тектонические линзы, зажатые между дунит-гарцбургитовой пластиной массива и основным полем габброидов в районе р. Нядокота. К этой же группе относятся метагаббро в зоне надвига в южной части массива. Габбро (метагаббро) сильно изменены,

катаклазированы, по ним развиваются бластомилониты; обособление полевошпатовой составляющей указывает на возможное образование бластомилонитов при относительно высоких температурах. Породы определяются как апогаббровые сланцы актинолит-альбит-хлорит-эпидотовые, амфибол-эпидотовые, редко – как сланцеватые апогаббровые амфиболиты. Реликтовая структура габбро-офитовая, габбровая, пойкилоофитовая; вторичные структуры: нематолепидогранобластовая, лепидонематогранобластовая, нематогранобластовая. Текстура сланцеватая, тонкополосчатая, линзовидно-полосчатая. Состав: эпидот – 55 % (45–65), амфибол (актинолит) – 25 % (15–35), хлорит – 10 % (5–20), альбит – 10 % (5–15), сфен, апатит, лейкоксен – доли %, редко – биотит, клинопироксен и роговая обманка.

Вторая группа представляет основное поле габброидов вне тектонических зон. В районе р. Нядокота это метагаббро кварц- и биотитсодержащие мелко-среднезернистые или среднезернистые. Структура реликтовая субофитовая, габбро-офитовая с элементами пойкилитовой, текстура массивная, реже сланцеватая. Состав: измененный плагиоклаз (50–60 %), амфибол (по темноцветному минералу) – 40–45 %, хлоритизированный биотит (до 3 %), кварц (до 2 %); акцессорные: частично лейкоксенизированный рудный минерал (доли %), апатит, сульфиды; вторичные: альбит, эпидот, серицит, хлорит, сосюрит, лейкоксен, сфен. В районе р. Бол. Хосая наблюдаются габбро мелко-среднезернистые с переходом в биотитсодержащие габбро-долериты. Породы массивные, характеризуются реликтовой габброофитовой (переходной к габбровой, в сочетании с пойкилоофитовой) структурой. Состав: частично измененный плагиоклаз (60–70 %), амфибол (30–40 %); акцессорные: апатит, рудный минерал, сфен; вторичные: минералы группы эпидота, серицит, хлорит, лейкоксен.

Верлиты обладают гипидиоморфнозернистой (с элементами пойкилитовой) структурой и массивной текстурой; состав: слабо серпентинизированный оливин (85–90 %), частично амфиболитизированный клинопироксен (10–15 %); акцессорные: рудный минерал и шпинель; вторичные минералы: серпентин (10 %), амфибол (5–7 %), хлорит (2–3 %), антигорит (2–3 %), магнетит (доли %). Оливиновые вебстериты, развитые среди габбро, подобны таковым из первой фазы комплекса.

Химические составы пород и некоторые петрохимические параметры приведены в приложениях 11 (табл. 19) и 12 (рис. 49–51). Катаклазированные габбро (метагаббро) первой группы характеризуются повышенной основностью (SiO_2 от 41,50 до 46,5 %), умеренной магнезиальностью (MgO от 4,22 до 9,13 %) и низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 1,32 до 3,41 %). По величине коэффициента al' (1,14–1,81) они соответствуют высокоглиноземистым разностям, по коэффициенту фемичности (13,01–18,92) – мезократовым и лейкократовым, по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ характеризуются калиево-натриевым (2,29–5,48 в южной части массива) или натриевым (19,15–43,32 в районе р. Нядокота типом щелочности. Агпаитовый индекс (коэффициент агпаитности) (0,10–0,28). По содержанию K_2O (0,07–0,47 %) породы относятся к низкокалиевым или (на юге массива) – к умереннокалиевым (прил. 12, рис. 50).

Габброиды второй группы отличаются пониженной основностью (SiO_2 от 47,3 до 53,7 %) и магнезиальностью (MgO от 4,27 до 6,16 %), умеренной в целом щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 2,42 до 4,48 %). По коэффициенту al' (1,00–1,38) относятся к высокоглиноземистым разностям, по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,57–6,81) характеризуются калиево-натриевым типом щелочности; по содержанию K_2O (0,31–1,74 %) являются умереннокалиевыми. Агпаитовый индекс – (0,2–0,4) указывает на пониженную суммарную щелочность (свойственную и другим габброидам комплекса за исключением пород первой группы в южной части массива). По коэффициенту фемичности f – (13,34–16,91) они отвечают лейкократовым разностям.

В поле габброидов зафиксированы также дайкообразной формы тела мелкозернистых габбро, которые по химическому составу несколько отличаются от рассмотренных выше основных магматитов; эти породы охарактеризованы лишь одним анализом. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (прил. 12, рис. 49) они размещаются в поле андезибазальтов. Состав ($\text{SiO}_2 - 52,49$ %, $\text{MgO} - 3,30$ %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 3,95$ %) отвечает собственно базальту (габбро), тяготея к лейкобазальту (лейкогаббро); по величине al' (0,96) это умеренноглиноземистые породы, по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (4,96) – с натриевым типом щелочности, по содержанию K_2O (0,66 %) – умереннокалиевые (прил. 12, рис. 50, 52). Агпаитовый индекс (0,41) указывает на пониженную суммарную щелочность (соответствующую и охарактеризованным выше габбро). Значение коэффициента фемичности f (16,83) отвечает мезократовым разностям. По химическому составу эти породы отличаются от других габбро второй группы прежде всего значительно более высокими содержаниями TiO_2 (1,21 %), SiO_2 , суммы оксидов Fe и более низкими – Al_2O_3 (15,00 %) и MgO .

Верлиты характеризуются следующими средними значениями: $\text{SiO}_2 - 46,00$ %, $\text{MgO} - 25,10$ %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 0,10$ %. По параметрам $A - 14,3$ и $S - 9,1$ попадают в поле неопределенно-

сти между верлитами и вебстеритами, вблизи границ первых. Содержание окислов в оливиновых вебстеритах кэршорского комплекса: SiO_2 – 49,42 % (49,10–49,73), MgO – 21,12 % (20,20–22,04), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 0,29 % (0,13–0,45), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – 9,81 (9,32–12,00). По параметрам A – 19,64 (19,60–19,67) и S – 21,65 (21,27–22,03) они располагаются вблизи поля клинопироксенитов, на диаграмме $\text{Orx}-\text{Ol}-\text{Crx}$ для нормативных составов – попадают в поле оливиновых вебстеритов. Средний их состав характеризуется низкими коэффициентами глиноземистости (aI' – 0,10) и фракционирования железа (Kf – 23) по отношению к классификационным параметрам вебстеритов и оливиновых вебстеритов.

Из двух анализов плагиогранитов одна точка химического состава на диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ располагается в поле плагиолейкогранитов, другая – умереннощелочных гранитов (прил. 12, рис. 53). И те, и другие соответствуют весьма высокоглиноземистым разновидностям (aI' – 12,0 и 11,79).

В *Синотвожском массиве* метагаббро слагают центральную его часть. Это мелкозернистые и мелко-среднезернистые мезократовые и меланократовые (основное поле габброидов) породы с массивной текстурой, реликтовой габбровой структурой, отличающиеся друг от друга лишь составом. В меланократовых габбро преобладают вторичные амфиболы (актинолит и куммингтонит – примерно в равных соотношениях, замещающие роговую обманку и составляющие около 50–55 %), клиноцоизит составляет 25–30 %, реликты клинопироксена и (реже) ортопироксена (?) 5–10 %, хлорит – до 10 %, отмечаются реликты зеленовато-бурой роговой обманки (1–2 %) и единичные зерна рудного минерала. В мезократовых разновидностях превалируют амфибол (ряда тремолит–актинолит с очень мелкими реликтами роговой обманки – 50 %) и сосюритизированный плагиоклаз (с новообразованными мелкими лейстами альбита – 50 %), отмечаются скопления зерен рудного минерала. Не исключено, что сюда же относятся редкие и очень небольшие (не выражающиеся в масштабе) тела кварцсодержащих (до 5–7 %) габбродолеритов, прорывающих клинопироксениты первой фазы с Синотвожском массиве. Главные породообразующие минералы в них: измененный плагиоклаз (35–40 %) и частично хлоритизированный амфибол (55–60 %); акцессорные: сульфиды железа, разложенные рудные минералы, апатит, сфен.

В *нижнем течении р. Мал. Хосая* среди рыхлых неоген–четвертичных отложений выступает «массив», сложенный преимущественно габброноритами, в которых в виде полос различной мощности залегают мезократовые и меланократовые (реже лейкократовые) роговообманковые мелкозернистые габбро. Чередование пород, различающихся по соотношению темноцветных и лейкократовых минералов, определяет полосчатую структуру массива. Мощность полос колеблется от первых сантиметров до десятков и даже первых сотен метров. Габбронориты и лейкократовые габбро содержат шпирь вытянутой формы, сложенные меланократовыми разновидностями мелко-среднезернистых роговообманковых габбро. В пределах массива отмечаются также небольшой мощности и протяженности тела плагиогранитов.

В составе пород этого «массива» преобладают слабо амфиболитизированные габбронориты («габбронориты роговообманковые»), в меньшей степени развиты лейко-, мезо- и меланократовые «роговообманковые габбро» (сильно амфиболитизированные габбронориты), очень редко встречаются нориты. К жильной фазе (возможно, как инъекционные плагиомигматиты) отнесены породы кислого состава, отвечающие плагиогранитам ($\rho\gamma$) и лейкоплагиогранитам (плагиоаплитам).

Габбронориты характеризуются сходными с вышеописанными габбро структурно-текстурными особенностями. Часто наблюдаемая порфириовидная структура определяется присутствием в породе таблиц плагиоклаза размером 2–5 мм, а также выделениями роговой обманки, которые иногда достигают 20 мм. Помимо однородной (преобладает), иногда фиксируется ориентированная (трахитоидная) текстура. Породы состоят из плагиоклаза (от An_{50-55} в ядрах до An_{27-37} в кайме) – 60 % (55–65), ортопироксена (близкого к гиперстену) – 17 % (10–30), клинопироксена – 13 % (5–20), амфибола – 10 % (2–15), биотита (доли %); непостоянно присутствует кварц (до 1 %). Содержание в породах орто- и клинопироксенов уменьшается или увеличивается в зависимости от степени их амфиболитизации. Акцессорные минералы представлены магнетитом (1–2 %), цирконом, апатитом, сульфидами.

В составе роговообманкового габбро преобладают плагиоклаз (лабрадор An_{50-60} в центральных частях зерен и андезин An_{40-50} – в краевых), местами нацело сосюритизированный – 45 % (35–50) и роговая обманка – 53 % (40–65). Пироксены (гиперстен и диопсид-геденбергит) либо отсутствуют (замещены роговой обманкой), либо находятся в небольшом количестве (до 1–2 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 2–3 %) и апатитом (доли %); вторичные – незначительным количеством эпидота (замещает плагиоклаз), хлорита (иногда – до 1 %), альбита, амфибола (тремолит, актинолит), кварца, карбоната (иногда –

до 1 %), сульфидов железа. В лейкократовых разновидностях плагиоклаз составляет 60–70 %, роговая обманка (замещаемая хлоритом и актинолитом или амфиболом повышенной щелочности) – 30–35 %, пироксен (замещенный тремолитом) – менее 1 %; среди вторичных минералов встречается амфибол повышенной щелочности (до 2–3 %).

Нориты чаще неравномернозернистые (порфириовидные), иногда с такситовой текстурой, обусловленной шлировидным расположением темноцветных минералов и магнетита, промежулки между которыми выполнены плагиоклазом. Состав их: плагиоклаз (андезин An_{30-60}) – 50 %, гиперстен (35 %), клинопироксен (в виде единичных реликтовых зерен в роговой обманке) – доли %, роговая обманка (по темноцветным минералам).

Плагиограниты характеризуются порфириовидной, гипидиоморфнозернистой структурой и массивной, нередко ориентированной (гнейсовидной) текстурой. Состав: плагиоклаз (An_{26-28} , альбит) – 55 % (50–65), кварц – 40 % (30–55), разложенный темноцветный минерал – 3 % (1–7); акцессории: магнетит (1 %), циркон, апатит; вторичные минералы: хлорит (2–5 %), эпидот (1–2 %), биотит (доли %), клиноцоизит (доли %), сфен (1 %), щелочной амфибол (доли %), альбит, серицит.

Все породы района р. Мал. Хосая принадлежат к нормальному петрохимическому ряду (прил. 12, рис. 49), имеют ярко выраженный натриевый тип щелочности при резкой недосыщенности щелочами, относятся к высокоглиноземистым (исключение – умеренно глиноземистые меланократовые разновидности роговообманковых габбро), низкотитанистым (исключение – малораспространенные высокотитанистые габбро-диориты) разностям. Роговообманковые габбронориты относятся к железистым мезократовым разностям; по параметрам AS отвечают норитам. По тем же параметрам меланократовые роговообманковые габбро соответствуют нижней, «меланократовой» части поля этих пород. Плагиограниты характеризуются несколько повышенными содержаниями CaO и существенно низкими – K₂O (прил. 12, рис. 53, 54).

Геохимическая характеристика пород кэршорского комплекса приведена в приложении 13. Здесь же лишь отметим, что дунит-клинопироксенитовая ассоциация характеризуется выше-кларковыми содержаниями Cr, Ni, Co, габброиды – повышенными концентрациями Ti, V, Ni, Co, что и определяет геохимическую специализацию разных его фаз.

В региональном минерагеническом аспекте с сопряженными дунитами и клинопироксенитами связаны первичные повышенные концентрации платиноидов (платина, родий, палладий), магнетита, хромшпинелидов; с габбро – титаномагнетита, контактово-метасоматических магнетитовых руд, апатита, медносульфидных (с золотом) руд, хромитов (второстепенное значение), золото-палладиевого оруденения.

Позднеордовикско–раннесилурийский возраст кэршорского комплекса принимается в соответствии с серийной легендой и решениями петрографических совещаний. Недавно на более северных площадях развития того же комплекса (Полярно-Уральская серия листов, Войкар-Сынинский массив) при ГМК-200 трапеций Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII получено значение изотопного возраста для пород первой фазы – $446,8 \pm 4,3$ млн лет.

Галактионовские субвулканические образования ($\delta\pi D_{2-3}gl$). В северной части поля развития девонских отложений Райизско-Войкарской подзоны, в непосредственной близости от контакта их с образованиями неркаюской свиты присутствуют небольшие интрузии лейкократовых диорит-порфиров и измененных кислых магматитов порфириовидного облика, отождествляемых с тоналит-порфирами ($r\gamma\delta\pi$) и плагиогранит-порфирами ($r\gamma\pi$). Породы среднего и кислого состава обычно совмещены в одном теле и между ними отсутствуют четкие границы. И те и другие разности катаклазированы, но на отдельных участках в них сохраняется реликтовая гипидиоморфнозернистая структура. Они состоят из сосюритизированного плагиоклаза (40–50 %), эпидота (25–45 %), иногда кварца (до 10–15 %) и калиевого полевого шпата (от 1–5 до 10 %).

По петрохимической классификации породы отвечают кварцевым диоритам, тоналитам и плагиогранитам (с SiO₂ от 58,47 до 66,80 %) (прил. 11, табл. 21), принадлежат нормальному ряду, относятся к натриевому и калиево-натриевому петрохимическому типу (при значительной недосыщенности щелочами), являются высоко и весьма высокоглиноземистыми и характеризуются высокой магнезиальностью (прил. 12, рис. 59, 60).

По уровню содержания элементов-примесей (в частности, REE), а также характеру их распределения породы обнаруживают большое сходство с андезитами и плагиодацитами покровной фации галактионовской свиты (прил. 13; прил. 12, рис. 61, 62).

Эрпшорский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($v\beta D_3e$). Представлен дайками и пластовыми интрузиями габбро-долеритов (гораздо реже – долеритов), имеющих ширину выходов от первых метров до 400 м и протяженность от первых сотен метров до 3 километров. Тела вытянуты в северном и северо-восточном направлениях субсогласно простиранию

вещающих пород галактионовской свиты. Ареал их на современном эрозионном срезе ограничен Войкарским синклинием.

Габбро-долериты в разное время рассматривались как субвулканические аналоги основных эффузивов галактионовской свиты или как самостоятельный более поздний гипабиссальный комплекс. По результатам ГС-50 [72] они вместе с породами кэршорского комплекса, представленными в изолированном выходе на правом берегу р. Мал. Хосая, были объединены в «габбро-диорит-плагиигранитную» формацию и условно отнесены к конгорскому комплексу. На ГК-1000 листа Q-40, 41 (второе поколение) эти интрузии сопоставлялись с мусюрским комплексом позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Нами они отнесены к эрэшорскому гипабиссальному комплексу, в котором (на основании петрографических и петрохимических данных) выделяются две разновидности габбро-долеритов, наиболее характерным различием которых является присутствие в одних и отсутствие в других титанистого амфибола – керсутита.

Керсутитовые и керсутитсодержащие габбро-долериты (долериты) сложены плаггиоклазом состава An_{37–67} (40–50 %), моноклинным пироксеном ряда диопсид–авгит (40–55 %), частично или почти полностью замещенным керсутитом, а также амфиболом ряда тремолит–актинолит и хлоритом; в количестве 1–5 % присутствует псевдоморфно замещенный оливин. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, рудные – титаномагнетитом, реже пиритом.

В габбро-долеритах, не содержащих керсутит, сосюритизированного плаггиоклаза обычно больше (50–65 %), а хлоритизированного и амфиболизированного моноклинного пироксена – меньше (30–45 %), в некоторых случаях отмечается идингситоподобный агрегат. Присутствует кварц (до 1 %), отмечаются участки кварц-калишпатового состава с микропегматоидной структурой; в незначительном количестве наблюдался биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом (до 1 %) и сфеном. Главным рудным минералом является лейкоксенизированный титаномагнетит (1–5 %).

Таки образом, керсутитовые и керсутитсодержащие габбро-долериты отличаются от безкерсутитовых разностей (кроме наличия титанистого амфибола, развивающегося по моноклинному пироксену) лучшей сохранностью плаггиоклаза, отсутствием кварца и калиевого полевого шпата, меньшим содержанием апатита и наличием ассоциации сульфидов с титаномагнетитом.

Обе петрографические разновидности габбро-долеритов имеют и существенные петрохимические различия (прил. 11, табл. 22), хотя и образуют на классификационной диаграмме одно поле в области пород основного состава умереннощелочного ряда (прил. 12, рис. 59, 60). Керсутитовые и керсутитсодержащие породы характеризуются натриевым типом щелочности Na₂O/K₂O – 4,1, относятся к меланократовым и умеренноглиноземистым железистым высокотитанистым разностям. По суммарной щелочности и содержанию некоторых петрогенных оксидов они соответствуют трахибазальтам или (по классификации для плутонических пород) эссекситам, но содержание K₂O в них находится лишь на уровне нормальных базальтов или габбро. Безкерсутитовые габбро-долериты имеют калиево-натриевый тип щелочности, относятся к мезократовым высокоглиноземистым маложелезистым умеренно- и высокотитанистым разностям. По уровню щелочности и содержанию петрогенных оксидов средний их состав также отвечает трахибазальту (эссекситу).

Керсутитовые габбро-долериты содержат меньше SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, P₂O₅, K₂O, имеют более низкие величины Al^I , K₂O/TiO₂, суммы щелочей. В то же время они характеризуются значительно более высоким содержанием TiO₂, Fe₂O₃, FeO и суммарного железа, CaO, а также более высокими значениями Na₂O/K₂O, коэффициентов фракционирования железа Kф, фемичности f, FeO*/MgO. Содержания MgO в обеих разностях равные.

Керсутитовые разности содержат значительно больше Ba, As, Se, V, Co, Cu, Zn, больше Be, Nb, Hf, Y, Sc, Mo, Ni, значительно меньше Sr, Th, U, Ta, Cr, чем безкерсутитовые, в них выше величины Rb/Sr и ниже – Ni/Co, K/Rb. Концентрации REE в них находятся на одном уровне, в первых несколько ниже содержания LREE и выше – HREE (LaN/YbN – 4,8 и 6,6 соответственно), у них отмечается слабо выраженная положительная Eu-аномалия, при резко выраженной отрицательной у безкерсутитовых разностей (EuN/EuN* – 1,24 и 0,23) (прил. 12, рис. 63). Для обеих разновидностей габбро-долеритов характерно обогащение Sr, K, Rb, Ba, Nb и LREE и слабое обеднение Hf, Ti, Y, HREE относительно N-MORB (прил. 12, рис. 64).

Сопоставление рассматриваемых габбро-долеритов с вулканитами, стратифицированными в галактионовской свите, показало, что габбро-долериты заметно менее кислые и более щелочные породы, в них содержится больше TiO₂, MgO, CaO, Ba, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, меньше U, Ta, что наиболее сильно проявлено в керсутитовых разностях. Таким образом, различный химический и микроэлементный состав габбро-долеритов (долеритов) и вулканитов галактионовской свиты свидетельствует об отсутствии между ними генетической связи. В то же время, раз-

личия в минеральном и химическом составе двух выделенных разновидностей габбро-долеритов не исключают возможности их независимого формирования и, как следствие, принадлежности к разным комплексам. Но на данном этапе изученности мы рассматриваем их в составе одного – эрэпшорского комплекса, относящегося к габбро-долеритовой формации.

Возраст комплекса принимается позднедевонским на том основании, что его тела прорывают образования галактионовской свиты. Такой же возраст принят в легенде смежной Полярно-уральской серии и Легенде-1000 для сходных образований – мусюрского габбро-долеритового комплекса.

ТЕКТОНИКА

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

«Тектонический разрез» территории представлен тремя структурными этажами. Им отвечают крупные структурно-вещественные комплексы (СВК), отражающие главнейшие тектонические эпохи, а границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадконакоплении (обычно сопровождаемыми планацией рельефа и корообразованием) с региональными угловыми и азимутальными несогласиями. Этажи подразделяются на структурные ярусы, ограниченные также региональными, но стратиграфическими несогласиями.

Нижний (верхнепротерозойско–среднекембрийский, или «байкальский») этаж сложен стратифицируемыми и секущими подразделениями, довольно широко распространенными на площади – кроме срединной и крайней юго-восточной ее части. Представлен он всеми структурными ярусами: нижнерифейским, среднерифейским, верхнерифейским, верхнерифейско–вендским и верхневендско–среднекембрийским. Первый из них, вероятно, характеризуется самыми нижними своими элементами – первично вулканогенно-осадочными континентально-рифтовыми (?) парагенезами, второй и третий – метаморфизованными существенно терригенными СВК, отвечающими обстановкам стабильной платформы (внутриконтинентальным бассейнам), четвертый – снова континентально-рифтовыми, но уже существенно вулканогенными (контрастных серий), образованиями с интрузивными магматитами основного состава, последний – орогенными гранитоидными комплексами, а также (в верхах) умереннощелочными габброидами, фиксирующими зарождавшиеся (но не получившие дальнейшего развития) локальные зоны растяжения.

Средний, верхнекембрийско–триасовый («каледоно–герцинский» или «уральский») этаж представлен только двумя нижними ярусами: верхнекембрийско–нижнедевонским и девонско–среднекаменноугольным (последний – в далеко не полном объеме) с «пестрым» составом СВК, фиксирующим закономерную смену палеогеодинамических условий по латерали и вертикали.

Верхний, мезозойско–кайнозойский структурный этаж в «горном» Урале образован лишь рыхлыми терригенными образованиями неогена–квартера (показаны на КНЧО), а в «западно-сибирской» части площади, кроме того – подстилающим отложения этого уровня морским осадочным СВК юрско–мелового возраста, которые отвечают нижнему ярусу (с двумя подъярусами).

Структурно-формационная зональность является выражением латерально-пространственных особенностей эволюционных этапов формирования СВК в пределах конкретного этажа (яруса) и отвечает так называемым «первично-тектоническим» формам (палео-прогибам, палеоподнятиям и др.). Для допозднекембрийских комплексов Урала она, хотя и является традиционной, в известной мере носит условный характер, поскольку эти образования, не являясь «уральскими» в узком смысле этого слова, районированы в пределах одноименной складчатой системы, сформированной гораздо позднее. «Байкалиды» территории принадлежат трем подзонам Ляпинской структурно-формационной зоны (СФЗ): Хобеизско-Маньхамбовской, Лемвинской и Неркаюской. В первой из них возрастной интервал накопления формаций представлен наиболее полно, хотя на площади листа и отсутствуют поздневендско–кембрийские образования молласоидной лаптопайской свиты и сальнерско-маньхамбовского гранит-лейкогранитового комплекса, развитые на смежных с запада территориях. В Неркаюской подзоне кроме позднего венда–кембрия нет также среднерифейских формационных комплексов, а в Лемвинской подзоне нигде (в т. ч. и за пределами листа) на поверхности не установлены образования древнее позднекембрийских. Другие различия этих элементов районирования заключаются в следующем. В верхнем рифее Неркаюской подзоны, в отличие от субсинхронных и однотипных хобеизско-маньхамбовских комплексов, отсутствуют карбонатные отложения, метатерригенные обломочные осадки имеют существенно полимиктовый (против

кварцевого и олигомиктового) состав, а Р-Т условия латерально-зонального метаморфизма всех позднепротерозойских пород имеют повышенную барометрическую составляющую. Позднерифейско-вендские вулканиты и венд-кембрийские интрузивные магматиты Лемвинской подзоны обладают в целом более выраженным «щелочным уклоном» по сравнению с хобеизско-маньхамбовскими; в Неркаюской подзоне гранитоиды вообще отсутствуют.

В среднем структурном этаже районирование проводится отдельно для двух возрастных интервалов: позднекембрийско-каменноугольного и пермско-триасового. Стратифицированные и нестратифицируемые формации, отвечающие последнему, на территории отсутствуют, а первому соответствуют три СФЗ: Бельско-Елецкая, Зилаиро-Лемвинская и Войкарская. Бельско-Елецкая СФЗ представлена здесь своей восточной – Иргизлинско-Карской подзоной: внизу существенно кварцевые терригенные осадки краевой части континентального рифта, с лланвирна – терригенно-карбонатные формации глубокого шельфа с барьерно-рифовыми биогермами. Зилаиро-Лемвинская СФЗ (три подзоны) характеризуется внизу существенно полимиктовыми терригенными формациями (с увеличивающейся к востоку базальтоидной и риолитовой, а к западу – известковистой составляющей) с проявлениями кислого гипабиссального магматизма (отвечают внутренним частям континентального рифта), с лланвирна – кремнисто-терригенными породными ассоциациями континентального склона и подножья, а также среднепозднеордовикской формацией остаточного рифта. Для Войкарской СФЗ (представленной Райизско-Войкарской подзоной) специфичны среднеордовикские океанические офиолиты, более молодые островодужные формации различных стадий развития и фаменско-пермский полимиктовый серпентинитовый меланж войкарско-кемпирсайского тектоногенного комплекса, имеющего общеуральское распространение. Полные наименования выделяемых формаций приведены в таблице, сопровождающей тектоническую схему. Восточная часть Уральской складчатой системы, являющаяся фундаментом Западно-Сибирской платформы, здесь не районирована.

Юрско-плиоценовый интервал представлен двумя формациями, развитыми в чехле Западно-Сибирской платформы: юрско-нижнемеловой песчано-алевритоглинистой (угленосной) и меловой диатомито-глинистой; обе принадлежат Северо-Уральской подзоне Приуральской СФЗ. Миоценовая терригенная прибрежно-морская формация, отвечающая пельмской свите (вынесенной на КНЧО), условно рассматривается уже в следующем возрастном уровне районирования (плиоцен-квартер) и принадлежит (наряду с другими позднекайнозойскими образованиями) Сосьвинско-Белогорскому району Западно-Сибирской структурно-фациальной области. В Уральской СФЗ (горная часть региона) подобные рыхлые отложения локализуются в двух районах «Ледниковой» подзоны: Манья-Ляпинском и Кожимско-Щучинском. Отличия между этими подразделениями районирования выражены набором конкретных литогенетических типов отложений, в однотипных образованиях – возрастными характеристиками и мощностью. Они в значительной мере определяются крупными геоморфологическими элементами, а те, в свою очередь – интенсивностью и направленностью неотектонических блоковых движений.

«Вторично-тектоническая структура» возникает в заключительные (деформационные) этапы крупных тектонических эпох. При этом в складчатых сооружениях она, как правило, отражает последний в их геологической истории цикл интенсивных (высокоамплитудных) пликативных и разрывных деформаций; предыдущие лишь реконструируются. Главными классификационными признаками «вторичных» форм (антиклинориев, синклинориев, складок, тектонических пластин различного порядка и др.) являются возраст пород в ядре, а также геометрия генерализованного зеркала складчатости. Современный структурный план Уральской складчатой системы сформирован, главным образом, в конце каледоно-герцинской эпохи. Территория листа находится на стыке двух крупнейших (трансрегиональных) тектонических единиц: Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской эпигерцинской платформы. В уральской части пояса выделяется несколько региональных тектонических форм; на площади – небольшие фрагменты двух из них: Центрально-Уральского мегантиклинория и Тагило-Магниторского мегасинклинория. «Субрегиональные» формы представлены разной величины частями Ляпинско-Кутимского антиклинория и Лемвинского аллохтона (в первом), а также Войкарского синклинория – во втором. Между собой все они контактируют по разрывным нарушениям, что является характерной особенностью Урала.

На севере Ляпинско-Кутимского антиклинория выделяется Хобеизская антиклиналь I порядка, осложненная с востока серией пологих разрывных нарушений. На лист попадают фрагменты ее ядерной части (выходы верхнепротерозойских образований) и восточного крыла (ордовикские отложения Иргизлинско-Карской подзоны).

Лемвинский аллохтон характеризуется чешуйчато-блоковым строением со сложной, ступенчатой конфигурацией общего зеркала складчатости. Здесь он представлен своей южной око-

нечностью и складается четырьмя структурными формами первого порядка (с запада на восток): Верхнелемвинским паравтохтоном (выходы палеозоя Западно-Лемвинской подзоны), Восточно-Лемвинским покровом (с двумя пакетами пластин – формами II порядка), Осеевской блокомонаклиналью (полностью выполнена малохосаинской толщей верхнего рифея и прорывающими ее ордовикскими интрузиями) и Неркаюским макроблоком (сложен преимущественно одноименной свитой нижнего рифея). Чешуи, сложенные, в том числе, допалеозойскими стратонами, присутствуют и в Западном пакете пластин упомянутого выше покрова. Структурные формы Центрального пакета пластин выполнены сочетанием различных свит и гипабиссальных комплексов ордовика Восточно-Лемвинской подзоны.

Войкарский синклиорий представлен своим южным замыканием, сложен раннепалеозойскими ультрамафитами и габброидами райизско-войкарского и кэршорского комплексов, а в приустьевой части руч. Кырнышьель – тектоническим блоком с девонскими вулканогенными и осадочными образованиями.

Своеобразной региональной тектонической формой является западная часть Тагило-Магнитогорского мегасинклиория, отделяющая последний от Центрально-Уральского мегантиклиория. Это зона (тело) Главного Уральского разлома (надвига), контактирующего здесь с Лемвинским аллохтоном, а южнее (за пределами листа) – и с Ляпинско-Кутимским антиклинорием. Плоскость его сместителя во фронтальной части не всегда выражена пологопадающими разрывами: часто это взбросы, к тому же осложненные более поздними продольными сбросами и сбросо-сдвигами, не говоря уже о поперечных и диагональных дизъюнктивах. Нередко взбросы, в верхней части довольно круто падающие на восток, на глубине, по геофизическим данным, выколаживаются. Нижние кромки интрузивных и протрузивных массивов расположенные в западной части этой тектонической структуры фиксируются на глубинах от 2 до 5 (иногда до 8) км.

Тело разлома составляет серия сравнительно мелких тектонических пластин (чешуй) и блоков, преимущественно сложенных палеозойскими формациями палеоокеанического сектора и разделенных участками межблокового полимиктового серпентинитового меланжа. Последний рассматривается в составе войкарско-кемпирсайского тектоногенного комплекса с позднедевонско–пермским возрастом образования. Иногда в блоках меланжа наблюдаются и породы смежных с запада структурно-формационных таксонов (в данном случае – Лагортинской подзоны Зилаиро-лемвинской СФЗ и Неркаюской подзоны Ляпинской СФЗ). Довольно широкий временной интервал, принимаемый для возрастной характеристики комплекса, обусловлен длительным и неоднородным проявлением коллизионных процессов.

В пределах территории листа наблюдаются две сравнительно крупные «меланжевые» пластины: южная протяженностью около 32 км при ширине до 800 м; северная – около 19 км при ширине 2,8 км. Обе представлены микститами. В матриксе меланжа здесь наблюдается широкое развитие отторженцев (блоков, глыб) неправильной или изометричной формы различного размера (от 100 м до 4,4 км), сложенных как метаморфитами неркаюской свиты, так и ультрамафитами райизско-войкарского комплекса (преобладающими); реже встречаются палеозойские парасланцы.

Граница между Урало-Монгольским складчатым поясом и Западно-Сибирской платформой совпадает с краем мезозойско–кайнозойского чехла последней (относительно непрерывного и достаточно мощного) и в северном сегменте региона (Приуральская моноклиза) выражена отчетливо. В структуре чехла вся площадь занята фрагментом формы II порядка (*Хулгинского структурного мыса*) – частью Саранпаульской моноклинали I порядка.

ДЕФОРМАЦИИ

Современный, весьма сложный структурный облик территории целиком обусловлен как складчатыми, так и разрывными деформациями. Почти все они носят отчетливо линейный характер, являются продольными по отношению к субмеридиональному (в пределах листа) тектоническому плану Уральской складчатой системы и имеют тотальное развитие. Однако, в тектоно-фациальном отношении (степень дислоцированности и тип деформации) территория не вполне однородна.

Пликкативные дислокации. Все наблюдаемые сравнительно небольшие и относительно высокоамплитудные складчатые формы являются «вторично-тектоническими». Конседиментационная складчатость, если и существовала, то полностью ими затушевана. Те пликативные деформации, что определяют структурный план территории, по морфологическому типу относятся к цилиндрическим (редко коническим) складкам. В большинстве случаев они являются по-

добными (с увеличением мощности пластов в замках и утонением их на крыльях), редко (при отлогах дислокациях) – концентрическими. Почти все складки ассиметричные, в сжатых и изоклинальных формах – обычно опрокинутые к западу. Пликативные дислокации высоких порядков относятся к замкнутым в плане (в том числе и за пределами площади); шарниры их субгоризонтальные и пологопадающие, часто ундулирующие; иногда (преимущественно на замыканиях малых форм) отмечается виргация осей складок.

В пределах тектонических пластин и чешуй часто сохраняются фрагменты нормальных складчатых структур. При этом крупные антиклинали нередко односторонние, типа дизпикатов. Для Верхнелемвинского паравтохтона характерна более высокая дислоцированность верхних горизонтов по сравнению с нижними, а также в направлении с северо-запада на юго-восток, и сравнительно слабая опрокинутость складок с падением осевых плоскостей на юго-восток под углом 60–80°. Границы паравтохтона образованы серией кулисообразных надвигов, затухающих внизу, в зонах послынных срывов.

Дизъюнктивные дислокации. Разрывные нарушения являются естественной реакцией потерявших пластичность пород на существующие еще напряжения. По наиболее общим морфокинетическим признакам все они подразделяются на пологопадающие и крутопадающие, по своей роли в тектоническом процессе – на главные и второстепенные.

Пологопадающие разломы резко доминируют на площади листа, и лишь среди них выделяются «главные». В целом, на данной территории широко проявлена и шарьяжная тектоника. Среди разрывов с односторонним пологим падением плоскости сместителя крупнейшим является уже описанный выше Главный Уральский надвиг, фронт которого представлен в восточной части листа отрезком длиной около 70 километров. Он разделяет «палеоконтинентальный» и «палеоокеанический» секторы Урала и является границей крупных структурно-формационных минерагенических таксонов. Фиксируется цепочкой габбро-гипербазитовых массивов офиолитовой ассоциации и зонами (участками) интенсивно проявленного полимиктового серпентинитового меланжа. К главным отнесен также Неркаюский взбросо-надвиг, отделяющий с запада одноименный макроблок от образований Восточно-Лемвинского покрова и Осеюской блок-моноклинали. Общая его кинематика, вероятно, тождественна фронтальной части ГУНа.

Главные шарьяжи определяют границы существенно перемещенных (аллохтонных) тектонических блоков (покровов или крупных частей), второстепенные надвиги оконтуривают (полностью или частично) отдельные пластины. К главным относятся, прежде всего, Лемвинский Фронтальный и Лемвинский Тыловой шарьяжи, отделяющие Западный пакет пластин Восточно-Лемвинского покрова от структур Ляпинско-Кутимского антиклинория и Лемвинского паравтохтона (с запада), а с востока – от Центрального пакета пластин. Покровы иногда осложнены тектоническими окнами и полуокнами, в которых выступают образования, относящиеся либо к нижележащей пластине, либо к автохтону. Линии надвигов, ограничивающие с запада тектонические пластины, имеют извилистые очертания в плане. Складчатые структуры «уральского» простираения, характеризующиеся тенденцией к опрокидыванию на запад, срезаются этими надвигами. Судя по залеганию Лемвинского аллохтона на кунгурских отложениях перми (к западу от рассматриваемой площади), можно говорить о доскладчатом формировании шарьяжей в раннепермское время с последующим смятием образований аллохтона в середине триаса.

Во фронтальных частях пластин, в зонах надвигов и шарьяжей, как главных, так и второстепенных, обычно отмечается развитие бластомилонитов, представленных зелеными и голубыми сланцами. Зеленые сланцы характеризуются тонкой полосчатостью и состоят из хлорита, эпидота, плагиоклаза (альбита), кальцита, серицита и кварца в переменных количествах. Структура пород лепидогранобластовая и немагнетогранобластовая. В зеленых ортосланцах отмечаются реликты офитовой структуры базальтоидов. Среди них наблюдаются участки породы с реликтами глаукофана, поэтому представляется очевидным, что глаукофаниты образовались раньше зеленосланцевых бластомилонитов. Согласно радиологическим датировкам Rb/Sr-методом (по валовому составу глаукофанитов) возраст глаукофанового метаморфизма составляет 347±72 млн лет, который вероятно фиксирует начало формирования здесь войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов. Верхний возрастной предел условно принят пермским.

Среди крутопадающих разрывов, а также разломов сложной и неустановленной кинематики (все – второстепенные) продольные дизъюнктивы сравнительно редки; преобладают же диагональные по отношению к общему структурному плану территории: северо-западной и северо-восточной ориентировки. Среди последних часто встречаются малоамплитудные (со смещением, не выражающимся в масштабе); на карте они показаны «зонами бластомилонитизации».

На основании всех геологических данных возраст описанных деформаций (складчатых и

разрывных) определяется как позднекаменноугольно-триасовый: поздний карбон – ранняя пермь – «тектоническое расслоение» земной коры, коробление стратифицированных комплексов, крупные шарьяжные «движения масс» (Лемвинский аллохтон); конец ранней перми – «растрескивание» всей территории с возрастанием теплового потока, на крайнем востоке и за пределами площади начало складкообразования (брахиформного) и формирования Ляпинско-Кутимского антиклинория; средняя и поздняя пермь – общее воздымание площади, деформация «первичных» шарьяжей, усложнение складчатых форм; ранний триас – «вторичные» покровные срывы; средний триас – малоамплитудные диагональные разрывы (зоны катаклаза и милонитизации); поздний триас – затухание разрывных дислокаций и завершение формирования Уральской складчатой системы.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Палеогеодинамическая и палеофациальная интерпретация наиболее древних для территории нижнерифейских образований затруднена вследствие сравнительно высокого уровня метаморфизма, который в той или иной степени повлек за собой изменения первичного состава и фациальных признаков пород. Вероятно, первично базальтоидно-терригенные няртинская и неркаюская свиты формировались в условиях растяжения, в результате раскрытия древнего континентального рифта. В дальнейшем эти образования испытали две эпохи складчатости и метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации.

Со среднего и почти до конца позднего рифея территория современного Урала находилась, по-видимому, в платформенных условиях обширного (Евразийского ?) континента. Формационный анализ соответствующих досаблегорских отложений (маньхобейнская, хобейнская, мооринская свиты, малохосаинская толща), выходящих на дневную поверхность, свидетельствует об их накоплении в относительно мелководных условиях внутриконтинентальных бассейнов. В самом конце рифея и начале венда на коре континентального типа формируются новые рифтовые системы «субуральского» и (гораздо западнее территории) «Тиманского» направлений. Происходит накопление умереннощелочных и нормальнощелочных базальтоидов, кислых эффузивов, туфов и экструзий саблегорского (на территории листа на эрозионную поверхность выведена только верхняя подсвита) и молюдвожского вулканических комплексов, внедряются габброиды парнукского (к западу от листа) и балбаншорского комплексов.

Позднее центральная часть рифта (к востоку от современной территории Урала), вероятно, преобразуется в зону океанического спрединга с зачатками энсиматической островной дуги, просуществовавших большую часть венда. Фрагменты соответствующих метаформаций наблюдаются на Урале северо-восточнее и южнее листа.

В самом конце венда – начале кембрия начинаются «байкальские» коллизионные процессы, приведшие к складчатым деформациям и орогенезу. В двух западных подзонах Ляпинской СФЗ масштабно проявился орогенный интрузивный магматизм, сопровождавшийся внедрением кислых плутонов сальнерско-маньхамбовского (за пределами территории листа) и лемвинского комплексов, а также образованием субавтохтонных гранитов николайшорского комплекса. С этими же процессами, очевидно, связано накопление лаптопайских молассоидных отложений (западнее листа) и проявление кембрийского зонального метаморфизма (от эпидот-амфиболитовой фации до низкотемпературной субфации ФЗС). Орогенез и складчатые деформации в основном завершаются в среднем кембрии; в конце данного периода возникают локальные зоны растяжения с внедрением эсекситов воргавожского комплекса. После этого район снова становится частью единого обширного континента и переходит к платформенному режиму развития. В течение 7–10 млн лет (большая часть позднего кембрия) рельеф возникшей горной страны оказывается существенно выровненным. В континентальных условиях формируются коры выветривания латеритного профиля.

В самом конце позднего кембрия несколько западнее последней («позднебайкальской») зоны растяжения начинается новый этап активного рифтогенеза. Закладывается (а вначале тремадока – расширяется) серия внутриконтинентальных субпараллельных грабенов, в которых, сначала в континентальных, а затем в прибрежно-морских (на краю рифта) и морских (в более внутренних его частях) условиях происходит накопление алеврито-песчаных и валунно-гравийно-галечных отложений: на западе (в Бельско-Елецкой СФЗ за пределами площади) – обеизской свиты, к востоку (в Западно-Лемвинской подзоне) – погурейской свиты западного типа разреза. Восточнее, в системе центральных рифтовых структур в этот же отрезок времени формируются прибрежно-морские грубообломочные полимиктовые терригенные осадки в парагенезисе с вулканитами – производными рифтогенного контрастного риолит-базальтового магматизма (погурейская свита восточного типа разреза с кислыми и основными субвулканическими образованиями, дайки и силлы риолитов пожемского комплекса). Если в Бельско-

Елецкой СФЗ накопление мелководных терригенных осадков, включая и салецкую свиту, продолжалось длительный период времени (до конца аренига), то в Зилаиро-Лемвинской зоне, начиная уже со второй половины тремадока, образуются более глубоководные (турбидитные) пестроцветные алевритопелитовые осадки (грубеинская свита), в отдельных рифтовых зонах – субсинхронно-мощные толщи кокпельских толеитовых базальтов, а на приподнятых участках – зеленоцветные алевриты и песчаники харбейшорской свиты. Еще восточнее, на площади Войкарской СФЗ в позднем арениге («красноморская» стадия развития рифта) начинается формирование ультрамафитов райизско-войкарского комплекса.

Начиная с лланвирна (местами – с конца позднего аренига) оформляется Палеозойский океан и (западнее) Восточно-Европейский палеоконтинент (ВЕК), край которого развивается как типичная пассивная окраина. Область шельфа представляет собой пологонаклоненный склон, на крайнем востоке которого в среднем и в начале позднего ордовика отлагались переходные к глубоководным терригенно-карбонатные осадки грубепендишорской толщи. Еще восточнее обстановка среднего ордовика отвечала условиям подножья континентального склона, где накапливались глубоководные углисто-кремнистые образования нижнемолодшорской подсвиты. В позднем лланвирне – карадоке при активизации «остаточных» рифтовых зон на склоне (Зилаиро-Лемвинская СФЗ) отмечается новый всплеск вулканической деятельности (в виде редких излияний базальтоидных лав), идет внедрение многочисленных даек и мощных силлов габбро-долеритов (в меньшей степени – пикродолеритов и пикритов) орангьюганско-лемвинского комплекса.

На рубеже ордовика–силура происходит некоторое перестроение восточной части ВЕК, при этом деструктивная деятельность в пограничной между шельфом и континентальным склоном полосе приводит к резкому погружению этой «зоны» и склона на фоне некоторого сужения шельфа. В течение всего силура и в начале раннего девона в Лемвинской зоне (на континентальном склоне) отлагаются маломощные глубоководные осадки харотской свиты. В пределах собственно дна окраинного моря (Войкарская СФЗ) в результате развивающегося спрединга, с лланвирна по ранний силур продолжает формироваться кора океанического типа, фрагментом которой являются мафит-ультрамафитовые ассоциации райизско-войкарского и кэршорского комплексов. В позднем силуре закладывается падающая в восточном направлении зона субдукции и на океанической коре формируется энсиматическая Тагильская островная дуга.

В конце пражского века фиксируется кратковременное осушение мелкого шельфа, и здесь некоторое время господствуют континентальные условия с частичным размывом ранее накопленных отложений. Уже в начале эмса восточный край ВЕК испытывает новое погружение. При этом смываемый с шельфа материал турбидитными потоками сбрасывается в погружившуюся ранее западную часть континентального склона, где формируются углеродистые кварциты нижненадотамыльской подсвиты, а затем – углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы средней подсвиты. В пределах Тагильской островной дуги в раннем и среднем девоне образуются крупные вулканические постройки центрального типа, по краям которых развиваются рифы титовской свиты.

В живете происходит очередная регрессия с осушением мелководной части шельфа (за пределами листа) и сменой на западной окраине склона углеродисто-глинисто-кремнистых осадков темно-серыми глинистыми известняками низов верхненадотамыльской подсвиты. В пашийское время (конец живета) идет погружение (и смещение к востоку) всей шельфовой зоны, следствием которого, в том числе, явилось накопление на площадях континентального склона известково-кварцевых песчаников и песчаных известняков, завершающих разрез надотамыльской свиты. На востоке начинается разрушение вулканических построек островных дуг и на рифах титовской свиты с перерывом отлагаются вулканогенно-осадочные породы средне-позднедевонской галактионовской свиты, содержащей в основании туфоконгломераты с гальками и валунами базальтов и рифогенных известняков. Синхронно внедряются галактионовские субвулканические диорит-порфириты и плагиодациты, а чуть позднее – габбро-долериты эрепшорского комплекса, после чего островодужная зона здесь, вероятно, испытывает воздымание и становится областью размыва.

Более молодые докайнозойские образования в уральской части листа отсутствуют, и реконструкция истории развития площади излагается на основе общегеологических построений. В раннем карбоне происходит коллизия Тагильской дуги (уже ремнантной в это время) вначале с группой «восточно-уральских» микроконтинентов, затем с Сибирским палеоконтинентом, а со второй половины среднего карбона – гиперколлизия с окраиной ВЕК. На рубеже карбона–перми пассивная окраина последнего испытывает коробление, начинается заложение Предуральского краевого прогиба, и уже с начала перми в процессы шарьирования, а позже и складкообразования вовлекаются отложения бывшего континентального склона, в краевом прогибе

накапливается моласса. В послепермское время продолжалось образование складок и дизъюнктивов в пределах бывшего Елецкого шельфа, которое окончательно завершилось в позднем триасе – ранней юре.

В результате гиперколлизии (скупивания), погружавшаяся к юго-востоку зона субдукции преобразуется в ГУН с одновременным выдвиганием Неркаюсского блока и тектонического сегмента малохосаинской толщи, формированием войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов с интенсивно проявленным глаукофановым динамометаморфизмом. С последними фазами орогенеза закончилось формирование Уральской складчатой системы, вошедшей с юры в состав Евразийского континента.

Образовавшаяся горная страна в платформенный период развития площади подвергалась только денудации. Весь юрско–эоценовый отрезок геологической истории молодая эпигерцинская Урало-Сибирская платформа, фундаментом которой стала упомянутая складчатая система, испытывала лишь эпейрогенические или небольшой амплитуды унаследованные тектонические движения: преимущественно положительные в западной части (с образованием серии денудационных поверхностей выравнивания в «уральская» части площади листа) и отрицательные – в восточной. С олигоцена «уральская» часть территории начинает отчетливо воздыматься, с резким усилением дифференцированных неорогенических движений в среднем плиоцене.

Трансгрессия, охватившая в мезозое всю Западную Сибирь, достигла территории листа в конце ранней юры. Незначительное присутствие груботерригенных образований и, наоборот, широкое развитие на площади монтмориллонитовых и каолиновых глин в нижней части разреза «западно-сибирского» морского бассейна указывает на то, что в этом районе Палеоуральская орогенная система к концу ранней юры была уже полностью денудирована с формированием пенеплена и кор выветривания. Начиная с тоарского века и до раннего келловоя включительно, в этом сегменте листа существовал режим мелководного, большей частью лагунно-морского (вплоть до континентального, о чем свидетельствуют пласты бурых углей) осадконакопления. Остальной части площади отвечала суша с сохраняющимися фрагментами пенеплена.

На рубеже средней–поздней юры, в результате расширившейся трансгрессии, условия осадконакопления сменились на более глубоководные, что выразилось в накоплении глинистых толщ, в том числе каолинит-гидрослюдистых и глауконитсодержащих. Примерно с середины поздней юры наступление моря сменилось регрессией, в глинистом разрезе появляются отдельные пласты песчаников, а затем, в конце поздней юры – раннем мелу (раннем берриасе) наступают условия благоприятные для накопления толщ кварцевых алевроитов и песков с гравием, глауконитом и массовыми скоплениями аммонитов.

Позднему берриасу – раннему готериву отвечает кратковременное погружение территории (отложение глин с прослоями глинистых известняков), а примерно в конце готерива очередная регрессия моря приводит к формированию прибрежно-морских (пески и алевроиты) и континентальных (пласты бурых углей с обломками древесины) осадков. Временному интервалу альб – сеноман соответствовал период морского мелководья с образованием толщи песков, алевроитов и глин.

Сформировавшийся в туроне вблизи юго-восточного края сегодняшнего Уральского кряжа своеобразный желоб просуществовал до конца меловой эпохи. В этом прогибе в туроне – коньяке накапливались сравнительно глубоководные опоковидные глины, опоки и диатомиты, а в позднем коньяке – сантоне в уже обмелевшем море осаждались более мелководные песчаники с опоковым цементом. Этот желоб и аналогичные новые морфоструктуры обрамляющие подножие западного склона Урала маркируют время возникновения неотектонических граней современного геоморфологического плана Урала.

Наличие на Урале позднемеловых–эоценовых поверхностей выравнивания с сохранившимися фрагментами кор выветривания, скорее всего, указывает на то, что в палеоцене–эоцене здесь существовали континентальные условия. Других достоверно установленных образований этого времени на площади не обнаружено.

В начале олигоцена в результате значительной неотектонической активизации начинается интенсивный рост Урала и в пределах возрождающегося эпиплатформенного орогена закладывается малдинская гидросеть. Аллювий малдинского времени на площади листа не известен, но известно, что на смежных территориях он был затронут процессами корообразования в конце олигоцена [47, 90]. В начале миоцена значительный импульс поднятий при сохранении прежнего структурно-тектонического плана привел к формированию основы современного рисунка гидросети.

В среднем миоцене, в бещеульское время, происходит трансгрессия пелымского бассейна в юго-восточную часть площади. В дальнейшем, в результате неоднократных плиоцен–среднечетвертичных трансгрессий Арктического бассейна на равнинной части листа образова-

лась обширная аккумулятивная поверхность, а древняя (олигоцен–миоценовая) уральская гидросеть была, скорее всего, уничтожена.

Начиная со среднего неоплейстоцена, горная часть площади становится центром неоднократных оледенений – от горно-покровного (среднечетвертичного) до карового (в голоцене).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа охватывает морфоструктуру Уральского горного сооружения и фрагмент Западно-Сибирской низменности на юго-востоке площади.

Современный рельеф исследуемого района образован под влиянием таких основных факторов морфогенеза как:

- предельное выравнивание (пенепленизация) герцинского коллизионного орогена в юрско-меловое время;
- постплатформенный орогенез в раннекайнозойское (позднемеловое–миоценовое) время, который и создал основные черты современного плана морфоструктуры Урала;
- относительные колебательные движения в плиоценовое и раннечетвертичное время, зафиксированные этапами активизации аккумулятивных процессов на фоне продолжавшегося обособления возрожденной Уральской морфоструктуры;
- периоды значительного похолодания в позднем кайнозое, сопровождавшиеся оледенениями возрожденной горной системы.

Выделяются четыре основные генетические категории рельефа: структурно-денудационный, денудационный, аккумулятивно-денудационный и аккумулятивный.

Структурно-денудационный рельеф. Для рассматриваемой территории, в условиях сначала пенепленизации герцинского палео-Урала в среднем–позднем мезозое, а затем возрождения Урала как горного сооружения в позднем мезозое–кайнозое, значительно проявилось влияние геологических структур (и прежде всего каледоно–герцинских дизъюнктивных и пликтивных деформаций скального субстрата) на формирование рельефа. В результате комплексного действия различных процессов денудации на разных стадиях переработки рельефа территории возникли отдельные структурно-денудационные формы рельефа predeterminedенные геологическими структурами и различиями в компетентности скального субстрата. На территории листа наиболее ярко в современном рельефе проявлены *склоны predeterminedенные препарировкой разрывных нарушений и складчатых структур*. На большую часть таких форм в позднекайнозойское время были наложены процессы экзарации, эрозии и аккумуляции. Основная их часть приурочена к границе «горы–предгорья» и «горные хребты – депрессии первого порядка». Время начала их формирования коррелирует времени окончательного становления современного морфоструктурного плана Урала – ранний кайнозой, вероятно олигоцен, а продолжающие действовать денудационные процессы (в частности – плоскостного смыва и др.) определяют верхнюю временную границу как квартал (P_3-Q).

Существующие на территории погребенные структурно-денудационные формы рельефа представлены эрозионно-структурными депрессиями (ЭСД), с отложениями которых связываются перспективы россыпной золотоносности района.

Верхнекожимская эрозионно-структурная депрессия находится на северо-западе площади в пределах обширной долины р. Кожым. Днище депрессии выполнено алевросланцевыми образованиями саледейской свиты и карбонатными породами среднего–верхнего ордовика. С востока ЭСД ограничена фронтальной частью Лемвинского аллохтона со своими вулканогенно-терригенными образованиями, а с запада – жесткими породами байкалитид и раннеордовикскими породами тельпосской свиты. Днище депрессии имеет ширину более 3 км и в нем известно до трех разобнесенных палеоврезов – балбаньинского (ранний плиоцен), санавожского (плиоцен) и, предположительно, малдинского (палеоген) этапов формирования долин. Мощность рыхлых образований, выполняющих депрессию, по данным поискового и разведочного бурения превышает 50 м. Отложения золотоносны.

Балбаньюская эрозионно-структурная депрессия располагается в пределах долины руч. Тэларузь и верхний рек Балбанью и Мал. Тыкотлова. В структурном плане расположена в пределах Лемвинского аллохтона и приурочена к зонам Лемвинского Тылового шарьяжа и разлома северо-восточной ориентировки. Борта и днище депрессии сложены позднерифейско–

ордовикскими вулканогенно-осадочными и изверженными породами. Протяженность депрессии превышает 40 км, ширина погребенной ее части достигает 700 м. Мощность рыхлых песчано-галечниковых образований, по данным ВЭЗ, достигает 60 м. Отложения, по аналогии с депрессиями Кожимского района, относятся к потенциально золотоносным.

Тынаготская эрозионно-структурная депрессия протягивается в субмеридиональном направлении на 30 км, ширина ее достигает 6 км. Северная часть структуры совмещена с долиной р. Бол. Тынагота, южная и центральная части – с долиной р. Хальмерью. В районе устья р. Бол. Тынагота ЭСД сочленяется с Хальмерьинской депрессией субширотного простирания, в районе руч. Кырнышьель – с простирающейся на северо-восток Олысяёльской депрессией. Мощность рыхлых образований, выполняющих депрессию, по данным ВЭЗ и скважин УКБ превышает 90 м. Борта депрессии пологие – не более 15°, сложены разнообразными породами с возрастным диапазоном от раннего протерозоя до раннего ордовика. Днище депрессии имеет ширину более 1 км и характеризуется сложным рельефом, выраженным в чередовании выступов и понижений коренного основания.

Хальмерьинская эрозионно-структурная депрессия имеет преимущественно субмеридиональную ориентировку протягиваясь на 35 км (в пределах площади около 18 км) от истоков р. Халмерью до устья р. Бол. Тынагота. Ширина структуры 3–7 км. Мощность выполняющих ее рыхлых образований в тальвеговой части, которая совмещена с тальвегом долины р. Халмерью, достигает 30 м. В структурном отношении депрессия приурочена к юго-восточной периклинали Хобеинской антиклинали, сложенной здесь породами верхнего протерозоя – венда. Депрессия приурочена к зонам тектонического дробления пород, связанным с многочисленными надвигами и системой разнонаправленных пересекающихся разломов и мелких складчатых деформаций.

Олысяёльская структурно-эрозионная депрессия протягивается на 45 км вдоль северо-западной границы гряды Олыся Мусюр от устья руч. Кырнышьель до устья р. Неркаю. Ширина ее 1–3 км. Приурочена структура к зоне Уральского глубинного разлома, Борта депрессии сложены интрузивным комплексом среднепалеозойских ультраосновных пород и метаморфическими образованиями Неркаюского метаморфического блока.

В процессе производства работ установлена существенная эродированность и фрагментарная сохранность древних аллювиальных отложений, выполнявших депрессию, что делает ее малоперспективной для прогнозирования золотороссыпных объектов. Можно говорить лишь о возможном участии продуктов перемыва этого аллювия в формировании россыпной золотоносности предгорной морской равнины.

Денудационный рельеф представлен: реликтами пенеплена и пенепленезированной поверхности выравнивания, которые сегодня фиксируются на вершущках горных хребтов Урала; полого-наклонной поверхностью педицена на склонах-предгорьях горного сооружения и сопряженными со всеми этими поверхностями более крутыми и узкими, линейными склонами созданными процессами комплексной денудации и эрозионными склонами, нишами речных долин современного плана.

В современном плане на вершинах горных хребтов и массивов сохранились уплощенные фрагменты древних уровней выравнивания, созданные проявлением процессов комплексной денудации в результате длительного (40–50 млн лет) разрушения (пенепленизации) в юрское-меловое время широкого (в региональном плане) палеогорного сооружения каледоногерцинского коллизионного орогена – т. н. «первого» Урала. Древние поверхности выравнивания представлены *реликтами цокольного пенеплена* и фрагментами более молодой *пенепленезированной поверхности выравнивания*. Системы этих разновозрастных поверхностей разделены, как правило, узкими денудационными склонами и уступами. Распределение высотных отметок фрагментов пенеплена и пенепленезированной поверхности выравнивания подчиняется структурно-морфологическому плану горного сооружения. Пенепленезированной поверхности соответствуют площадки имеющие высоты 600–1 000 м (локально – до 1 100) и развитые в краевой части горных хребтов. Реликтам цокольного пенеплена соответствуют площадки в приосевой части горных хребтов и массивов с максимальными высотными отметками (1 200–1 500 м). Для сохранившихся площадок, отнесенных к цокольному пенеплену, находящихся в осевой части Народо-Итьинского кряжа и на вершине Понъиз характерны как относительная сглаженность (часто углы наклона менее 5–10°), тек и значительная осложненность поверхностей многочисленными литоморфными останцами создающими значительные превышения (до 100–200 м) в пределах контура фрагмента пенеплена (например, фрагмент при вершине 1 528 м, или при вершине 1 399 м). Цокольный пенеплен сформирован, по региональным данным, в течение юры и начала раннего мела (J–K₁). Коррелятными осадками принимаются морские и прибрежные образования средней-поздней юры – неокома известные в Предуралье и

Зауралье [19, 17].

Сохранившиеся на следующем ярусе рельефа площадки *пенепленезированной поверхности* характеризуются значительной сглаженностью (углы наклона до $5-10^\circ$), сравнительно небольшими относительными превышениями и осложнены отдельными невысокими литоморфными уступами и останцами. Выположенная пенепленезированная поверхность интенсивно переработана процессами экзарации плейстоценовых оледенений (хребет Серанияиз, верховья рр. Бол. Тыкотлова, Яротаю, Бол. Бадьяю, Селимью, Саранседаю и др.), ее площадки несут следы воздействия процессов морозного и снежного выветривания и солифлюкции в виде глыбовых россыпей и перистых шлейфов вокруг гряд и мелких останцов. Пенепленезированная поверхность отделенная от пенеплена денудационными склонами сформирована, в раннем мелу в течении апта–альба (K_1) и коррелятными осадками принимаются континентальные (в апте), и морские (в альбе) образования Зауралья [17], а на «дальнем» западе – континентальная песчано-глинистая формация апта–альба Печорской плиты [19].

Некомпенсированная поверхность выравнивания – педиплен, сформирована процессами комплексной денудации при параллельном отступании склонов в породах различной устойчивости в позднемеловое–эоценовое время (K_2-P_2). Поверхность наблюдается на абс. отм. 300–500 м (локально до 600). Выположенная поверхность педиплена значительно переработана процессами экзарации и аккумуляции вангерьюского и, на отдельных фрагментах, ханмейского оледенений.

Склоны горных хребтов и массивов созданные процессами комплексной денудации подразделяются на обвальнo-осыпные и склоны различной крутизны.

Обвальнo-осыпные, крутые склоны имеют преимущественно наклон от 15 до 30° и прослеживаются на значительных площадях в обрамлении реликтов цокольного пенеплена и, как правило, узкими полосами отделяют их от расположенных ниже фрагментов пенепленезированной поверхности. Эти склоны часто переработаны экзарацией и унаследовано были «использованы» при формировании отвесных и крутых склонов цирков и каров. Время формирования апт–ныне (K_1-Q).

К *склонам различной крутизны* (преимущественно средней крутизны до пологих) отнесены все склоны отделяющие площадки пенепленезированной поверхности от более низкой поверхности педимента. Формирование этих склонов происходило одновременно с формированием поверхности педиплена. Так же к подразделению отнесены склоны эрозионно-структурных депрессий зафиксированных в горной части площади. Время заложения ЭСД, вероятно должно коррелироваться со временем формирования педимента, хотя известные образования, выполняющие переуглубления палеодепрессий площади, датируются в районе поздним неогеном для восточного склона и олигоценом (малдинский аллювий, за западной рамкой листа) для западного склона. И только южнее в верховьях бассейна р. Щугор (юг Приполярного Урала) в переуглублениях межгорных долин известны морские эоценовые осадки [7], чей возраст соответствует времени формирования педиплена площади. Время формирования склонов различной крутизны разделяющих древние поверхности выравнивания склонов ЭСД определяется как эоцен–ныне (P_2-Q_n).

Эрозионные склоны и ниши речных долин современного плана созданы в результате активизации процессов глубинной и боковой эрозии на разных этапах истории формирования рельефа площади.

Эрозионные склоны долин вангерьюско–голоценового времени формирования (Q_{II-III}). Созданы эрозией рек, внутриледниковых и внеледниковых потоков. Начало формирования связано с этапом активизации эрозионных процессов в ходе деградации ледовых полей вангерьюского горно-покровного оледенения. Склоны преимущественно средней крутизны и крутые (более 10 и до 30°). Фрагментарно сохранились в верхних частях долин площади. Комплекс коррелятных склонам аллювиальных террас для этих отрезков долин представлен (с учетом территории за рамкой листа [47, 90]) тремя и четырьмя надпойменными уровнями.

Эрозионные склоны долин ханмейско–голоценового времени формирования (Q_{III-IV}). Значительно развиты в долинах р. Хальмерью, Балбанью (восточная) и множества других водотоков площади. Начало этапа – активизация эрозии при деградации ханмейского оледенения. Эрозионная составляющая ярко проявлена на отдельных отрезках долин рр. Балбанью (восточная), Неркаю, особенно при преодолении водотоками уступа «горы–низменность». Склоны, сформированные эрозионными процессами, в этих случаях крутые ($>20^\circ$) и средней крутизны (от 10 до 20°). Коррелятные аллювиальные террасы – первая и вторая надпойменные (высотой до $10-12$ м) и две пойменные (высотой до $2,5-3$ м).

Аккумулятивно-денудационный рельеф. К этой категории отнесены *склоны и днища долин, цирков и каров созданные деятельностью ледников:* вангерьюского, ханмейского и поляр-

ноуральского.

Формы ледниковой аккумуляции и экзарации вангерьюского оледенения (Q_{II}) сформированы в ходе соответствующего оледенения горно-покровного типа. Они сильно переработаны в более позднее время и представлены фрагментарно – преимущественно по границе горной части и предгорьев, а также на склонах обширной Кожимской ЭСД. Часть фрагментов древних поверхностей выравнивания значительно переработана в ходе вангерьюского оледенения и в результате экзарационной деятельности последнего литоморфные и структурные останцы, ступени, зоны мелких разрывных нарушений проявлены сильнее, чем на неизмененных фрагментах поверхностей выравнивания, где микрорельеф менее контрастный. Ледниковая аккумуляция также сильно проявлена на этих участках и ее поля развития приурочены к понижениям микро-рельефа.

Формы ледниковой аккумуляции и экзарации ханмейского времени (Q_{III_2}). Сформированы в ходе ханмейского оледенения сетчатого типа; представлены, для аккумулятивной составляющей, – фрагментами выполненными основной мореной на склонах и в днищах древних переуглеблений таких как Тынаготская, Хальмерьинская ЭСД; моренными полями интенсивно эродированными в верховьях таких долин как Неркаю, Бол. Хосая, Парус-Шор и др.; холмистогрядовыми полями конечных морен на правом берегу р. Кожым в северо-западной части площади.

Формы рельефа ледниковой аккумуляции и экзарации полярноуральского времени (Q_{III_4}) широко распространены в горной части. Сформированы, в большинстве случаев, каровыми и реже горно-долинными ледниками. Экзарационный рельеф полярноуральского времени формирования значительно развит в среднегорьях (хребет Народоитынский и его отроги) и, в меньшей степени, в низкогорьях (хребет Серанияиз). Склоны трогов, цирков и каров этого времени наблюдаются на отн. от 500 до 1 000 м. В большинстве случаев углы наклона склонов более 15–20°. Аккумулятивные формы представлены моренными полями с нечеткими, переработанными склоновыми процессами конечноморенными формами. Наиболее крупный горно-долинный ледник с отчетливыми конечными моренами реконструируется по долине р. Бол. Тыкатлова у северной рамки листа.

Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией и экзарацией голоценового рудиментарного (карового) оледенения на схеме не отражается из-за незначительности площадей его развития. Прослеживается выше абс. отн. 900 м в верхних частях отдельных каров по неравномерно всхолмленным моренным полям незначительным по площади (от 0,5 до 2–4 км²). В большинстве случаев рельеф сформирован каровыми и висьячими ледниками.

Аккумулятивный рельеф. К этой категории отнесены аллювиальные и флювиогляциальные поверхности, озерно-аллювиальная поверхность, озерно-ледниковый террасовый уровень, предгорная равнина сложного генезиса и поверхности аллювиально-пролювиальных конусов выноса.

Предгорная морская, ледово-морская равнина плиоцен–эоплейстоценового возраста на абс. отн. 150–200 м (N_2-Q_E), предположительно подработана процессами экзарации и аккумуляции вангерьюского оледенения, широким (до 6 км) и протяженным (до 40 км) аккумулятивным плащом развита у подножия Уральского горного сооружения трассируя геоморфологическую границу «предгорья–низменность» со стороны Зауралья. Выполнена рельефообразующими песками, алевролитами и глинами няйской и вольинской толщ. Предполагается возможность некоторого моделирования и переработки этой поверхности в вангерьюское время среднего неоплейстоцена, если соответствующий ледник, также как и на более северных территориях, распространялся своими выводными лопастями в пределы Зауралья на правом берегу р. Хулга.

Озерно-ледниковый (или озерно-аллювиальный) террасовидный уровень на абс. отн. 80–120 м соответствует пятому региональному террасовому уровню Полярного и Северного Зауралья (Q_{I-II}). В обширной долине р. Хулга, прослеживается по ее бортам более чем на 30 км при ширине (в пределах площади) до 3 км. От более высокой аккумулятивной равнины, а так же, от более гипсометрически низкой озерно-аллювиальной поверхности этот уровень отделен значительными и отчетливыми эрозионными уступами.

Озерно-аллювиальная поверхность третьего и четвертого террасовидных уровней на абс. отн. 55–70 м (Q_{III}) шириной до 2–5 км прослеживается на десятки километров по обеим сторонам долины р. Хулга и фрагментами у южной рамки листа в пределах долины р. Хальмерью.

Поверхности аллювиально-пролювиальных конусов выноса и предгорных шлейфов (Q_{III-H}) сформированы на геоморфологической границе «предгорья–низменность», а так же и ниже уступа, разделяющего древние морские аккумулятивные поверхности, от озерно-аллювиальных террас (третьей и четвертой) долины р. Хулга.

Флювиогляциальные поверхности:

– вангеръюского оледенения (Q_{II}) выполняет серию широких (до 900 м) корытообразных понижений в верховьях таких водотоков как Шомэсьель, Шеръель, Доръель, Мал. Нядокота и седловину ручьев Максимка и Юж. Воргашор;

– ханмейского оледенения (Q_{III_2}) выполняет аналогичные корытообразные долины в предгорьях восточного склона (долины Мал. Хосая, Серанияель, Эрепшор и Налимаю) и зандровую равнину на правом берегу р. Кожым в обрамлении конечноморенных валов ханмейского времени.

Аллювиальные поверхности:

– поверхность объединяющая широкие пойменные уровни р. Хулга и ряда ее притоков с отн. отм. до 3–4,5 м (Q_{II});

– поверхность объединяющая первую и вторую надпойменные террасы долины р. Хулга с отн. отм. до 7–12 м (Q_{III});

– поверхность, объединяющая пойменные уровни, первую и вторую надпойменные террасы, формирующие аккумулятивный чехол от уреза воды в водотоке до отн. отм. 10–12 м выделяется в пределах горного сооружения (Q_{III-n}).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа Q-41-XXVI вмещает 222 объекта минерального сырья, в том числе 3 малых месторождения, 30 проявлений, 189 пунктов минерализации. Кроме того, на карту полезных ископаемых вынесены литохимические и шлиховые ореолы и потоки, а также точки отбора проб с аномальными содержаниями рудных компонентов. Все полезные ископаемые относятся к двум группам: металлические и неметаллические (с несколькими подгруппами в каждом подразделении), принадлежат они к 7 генетическим типам (в четырех из них выделены подтипы) и 22 рудным формациям.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Представлены черными, цветными, благородными металлами, редкоземельными и радиоактивными элементами.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Эта подгруппа может считаться одной из профилирующих для района, хотя и представлена небольшими по рангу объектами. К ней относятся железо, хром, титан и ванадий.

ЖЕЛЕЗО

Железорудные объекты относятся к трем генетическим типам. В первом (вулканогенно-осадочный тип) выделяются пункты минерализации (ПМ) I-1-2; I-2-9, 10, 13, 22, 26, где оруденение представлено железистыми кварцитами. В пункте I-1-2 прослой железистых кварцитов локализуется в вулканитах нижней подсвиты моллюдовожской свиты. Мощность прослоя не более 1 м, протяженность около 1 000 м. Количество гематита визуальнo не превышает 15 % от общей массы вмещающих пород. Хотя данная минерализация и отнесена к вулканогенно-осадочному типу, не исключается вероятность ее гидротермально-метасоматического происхождения (вторичные кварциты) в зоне влияния надвига. В остальных пунктах минерализации маломощные (2–5 м) прослой тонкополосчатых железистых кварцитов приурочены к аповулканогенным сланцам (I-2-9, 26) и метаандезибазальтам (I-2-10, 13, 22) кокпельской свиты. Полосчатость кварцитов обусловлена частым чередованием «слояков» преимущественно кварцевого и гематитового состава; ширина полос колеблется от 1–2 мм до 3–4 см. Иногда, кроме гематита, присутствует магнетит (ПМ I-2-22). Содержания железа в штуфных пробах варьируют от 20,7 % (I-2-13) до 35,7–49,7 % (I-2-10, 22). Контакты минерализованных зон с вмещающими породами, как правило, четкие. В ПМ I-2-10 висячий бок такой зоны, расположенной на границе метаандезибазальтов и их туфов, сопровождается чередованием линз кварц-гематитового состава с линзовидными ксенолитами вмещающих пород, а образования лежачего бока содержат кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с тонко распыленным гематитом. В ПМ I-2-22 на контактах железистых кварцитов с туфолавами андезибазальтов присутствуют оторочки кварц-эпидотового состава, ширина которых достигает 5–7 м. В ПМ I-2-26 среди карбонатизированных хлорит-полевошпат-эпидотовых образований выделяется полоса шириной около 150 м, сложенная породами кварц-гематитового, эпидот-полевошпатового и эпидот-магнетитового состава. Оруденение сопровождается локальной магнитной аномалией ΔT_a интенсивностью 140–390 нТл. Рудноформационный тип этой минерализации неясен. Однако по некоторым признакам (недифференцированный базальтоидный вулканизм, сопровождаемый интрузиями основного и ультраосновного состава, ПМ и вторичные ореолы Cu, Pb, Zn в поле развития кокпельской свиты) можно предполагать, что железистые кварциты сопровождают

оруденение медно-серно-колчеданной формации кипрского (домбаровского) типа, располагаясь в его надрудной части [14].

Объекты второй группы, ПМ III-4-7 и 18, отнесены к магматическому метаморфизованному генетическому типу. Для оруденения характерны магнетитовые прожилки в гарцбургитах райизско-войкарского комплекса. В ПМ III-4-18 мощность прожилков колеблется от 0,5 до 1,5 см, а общая мощность зоны прожилковой минерализации достигает 40 м. Среднее содержание железа – 24,6 %, хрома – десятые доли процента. Магнетит, вероятно, сформирован по хромшпинелидам.

Последняя группа представлена ПМ IV-3-15 и IV-4-2 также магматического генезиса, предположительно титан-железорудной мафитовой формации. Оруденение в виде вкрапленности титаномагнетита локализуется в габброидах второй фазы кэршорского комплекса.

ХРОМ

Все известные проявления и пункты минерализации хрома имеют магматическое происхождение, располагаются в пределах Хулгинского и Синотвожского гипербазитовых массивов; образования и того, и другого относятся к двум комплексам: райизско-войкарскому дунит-гарцбургитовому и кэршорскому дунит-верлит-клинопироксенит-габбровому. По своему пространственному положению и генетической связи с различными ассоциациями пород данные объекты принадлежат к двум рудным формациям: хромитовой дунит-гацбургитовой и хромитовой мафит-ультрамафитовой.

Первая из них представлена пунктами минерализации III-4-12, 16; IV-2-15; IV-3-2, 12, 14 и проявлением *Синотвож* (IV-2-14). Площадь проявления сложена интенсивно серпентинизированными дунитами; в них согласно северо-восточному простиранию тел располагаются мелкие линзы гарцбургитов. Минерализация, представленная в основном убого-, бедновкрапленными струйчатыми хромитовыми рудами (хотя есть и участки с богатым гнездово-вкрапленным оруденением), приурочена исключительно к дунитам и размещается в полосе длиной 1,6 км и шириной 0,5 км. Всего на участке выявлено 8 рудных тел линзовидной формы, имеющих крутое (65–70°) падение на юго-восток. Их протяженность варьирует от первых десятков метров до 500 м, мощность не превышает 16 м (в среднем 3–5 м). Контакты рудных тел с вмещающими породами, в основном, нерезкие. Руды мелкозернистые, количество хромшпинелида колеблется от 6 до 30 %, достигая в маломощных (до 3 см) струях и в редких прожилках 50–70 %. Силикатная часть руды состоит из серпентин-оливинового цемента. Хромшпинелиды представлены магнезиальным, железистым хромитом и алюмохромитом с содержаниями Al_2O_3 – 8,6–14,8 %, Fe_2O_3 – 0,7–9,6 %, SiO_2 – 2,0–3,3 %, MgO – 9,0–13,2 %, CaO – 0,22 % [72]. Содержания Cr_2O_3 по руде в целом колеблются от долей процента до 33,18 %, Fe_2O_3 – от 7,47 до 14,16 %, при средне-взвешенных по проявлению соответственно 5,8 % и 9,9 % [28].

В пунктах минерализации хромитовое оруденение установлено преимущественно в элювиально-делювиальных свалах серпентинизированных дунитов. Размеры шлейфов рудных обломков изменяются от 20×50 м (ПМ III-4-12) до 500×800 м (ПМ III-4-16). Минерализация, в основном, представлена убогой вкрапленностью, редкими шлирами, иногда маломощными струями хромита, хромомагнетита и магнетита. Количество хромшпинелидов, как правило, не превышает 15–20 %. Содержания Cr_2O_3 колеблются от 0,32–0,4 % (IV-3-2) до 1,3 % (IV-3-12) и только в пункте минерализации III-4-12 достигают 22,5 %. Содержания Fe_2O_3 варьируют в пределах 9,4–15,4 %. По мнению предшественников [28] пункты минерализации IV-3-12 и 14 принадлежат к одной и той же минерализованной зоне.

Проявление Кедровое I (IV-1-19) и пункты минерализации (III-4-19; IV-3-5) другой рудной формации локализованы в серпентинизированных дунитах первой фазы кэршорского комплекса. На проявлении [28] рудная минерализация приурочена к вытянутому в северо-восточном направлении телу серпентинизированных дунитов среди клинопироксенитов. На участке установлено 13 рудных тел линзовидной формы той же ориентировки с крутым (40–70°) падением на юго-восток. Их протяженность изменяется от десятков метров до 230 м, мощность колеблется от 3 до 5 м. Суммарная ширина 8 рудных интервалов, вскрытых горными выработками, составляет 25 м. Минерализация представлена преимущественно убого-вкрапленными струйчатыми хромитами. Руды мелкозернистые, количество хромшпинелида (магнезиальный алюмохромит) в среднем не превышает 15 %. В пределах отдельных маломощных (1–7 мм) струй, полос и различно ориентированных прожилков минерализация представлена средне-, густовкрапленными разностями с содержанием хромита от 40 до 70 %. Средневзвешенное содержание Cr_2O_3 в рудах проявления составляет 6,28 %, Fe_2O_3 – 11,42 %.

В пункте III-4-19 минерализация представлена мелкими линзовидными телами струйчато-

вкрапленных хромитовых руд, мощность которых не превышает первых метров. Содержания Cr_2O_3 – 7–15 %, редко 20–25 %. В пункте IV-3-5 мощность рудной зоны с убогой вкрапленностью и струями (1 см), хромшпинелида и магнетита, установленная в элювиально-делювиальных свалах и коренных выходах дунитов, составляет 100 м. Концентрации Cr_2O_3 – 0,6 %, Fe_2O_3 – 8,44 %.

Вторичные литохимические моноэлементные (ВГХО III-4-13, 20; IV-2-12) и комплексные (ВГХО III-4-1; IV-2-10; IV-3-6, 10, 13) ореолы Cr охватывают значительные по размерам участки, включающие в себя поля развития различных по возрасту, условиям формирования и составу образований (райизско-войкарский и кэршорский комплексы, неркаюская свита). Содержания Cr в их контурах варьируют в пределах 1–3 %, Ni – 0,1–0,3 %. Большинство аномалий, очевидно, отражает общую зараженность рыхлых отложений данного района хромом и никелем, обусловленную геохимической специализацией ультраосновных пород названных комплексов. Однако часть из них, в особенности ореолы, расположенные непосредственно над гипербазитами, все же могут фиксировать хромитовое оруденение.

ТИТАН

На исследованной территории одно рудопроявление и серия пунктов минерализации титана распространены в пределах неркаюской свиты и относятся к двум генетическим типам: собственно метаморфическому и метаморфо-метасоматическому. В первом рудные минералы представлены ильменитом и рутилом. Так в пунктах II-4-10, 14 и III-4-8, 14 ильменит в количестве 20–25 % встречается в невыдержанных по простиранию полосах черных ильменит-мусковит-кварцевых сланцев мощностью 2–3 м, залегающих среди эклогитов и кварц-гранатовых амфиболитов. Рутил в виде неправильных удлинённых зерен размером до 0,4–1 мм образует вытянутые вдоль сланцеватости линзообразные скопления в мусковит-кварцевых сланцах, кварц-гранатовых и пироксенсодержащих слабо слюдистых альбит-гранатовых амфиболитах, а также в эклогитоподобных породах. Количество рутила не превышает 1–5 %.

Наибольшим распространением пользуются объекты второго типа – 12 пунктов минерализации и рудопроявление. Практически все они приурочены к зонам влияния отдельных разломов северо-восточного простирания; зачастую пункты минерализации локализованы вблизи сочленений данных разрывных нарушений с более мелкими дизъюнктивами северо-западного и субширотного направлений. При этом наблюдаются участки интенсивно измененных пород, наиболее ярко проявленные в амфиболитах неркаюской свиты и вендских метагабброидах, что выражается в формировании зон пропилитизации и кислотного выщелачивания. Эти зоны, как правило, располагаются вдоль разломов в полосе шириной 0,3–2,5 км. Ширина их меняется от 10 до 500–600 м, протяженность – от первых сотен метров до 5 км. Характерно развитие следующей минеральной ассоциации: актинолит, альбит, эпидот, хлорит, калиевый полевой шпат и железистый карбонат. Внутри зон, на относительно локальных участках наибольшей проницаемости, развиты продукты кислотного выщелачивания, представленные монокварцевыми образованиями (кварцевые жилы, прожилки) или смешанными кварц-хлоритовыми и кварц-эпидот-актинолитовыми ассоциациями с карбонатом и альбитом. Для них характерно присутствие рутиловой минерализации и повышенные концентрации W, Cu, Au и Ag иногда достигающие 0,1 %, 0,3 %, 0,07 и 0,3 г/т соответственно. Возможно, зоны кислотного выщелачивания в пределах Неркаюского блока являются одним из источников повсеместного рассеянного заражения аллювия водотоков золотом.

Рудопроявление Нядокота (II-4-17) локализовано в амфиболитах неркаюской свиты, слагающих тела неправильной формы общего северо-западного или северо-восточного простирания (шириной от 10 до 400 м и протяженностью 100–800 м) среди кристаллических парасланцев. На центральную часть проявления приходится крупное разрывное нарушение северо-восточной ориентировки, контролирующее расположение зон пропилитизации и кислотного выщелачивания с рутиловой минерализацией. Кроме этого дизъюнктива, наблюдается ряд мелких оперяющих разрывов северо-восточного и северо-западного направлений с вертикальным падением сместителей.

Ширина титаносных зон колеблется в пределах 50–340 м, протяженность достигает 2 км; наиболее мощные (500–600 м) располагаются в местах сочленения разломов различных направлений. Такие участки (суммарной мощностью около 1 100 м) характеризуются появлением катаклазитов, метасоматитов актинолит-эпидот-альбит-хлорит-кварц-слюдистого состава, кварцевых жил и прожилков с рутиловой минерализацией. По данным опробования установлено несколько штокверкоподобных рудных тел с кристаллическим рутилом как в центральных частях и зальбандах кварцевых жил и прожилков (совместно с актинолитом, слюдой, калиевым

полевым шпатом, альбитом и эпидотом), так и в кварц-эпидот-актинолитовых агрегатах. Наиболее крупные кристаллы достигают размера 10–12 см. В общей сложности на проявлении выделено 6 рудных тел: три тела северо-восточного простирания мощностью 0,4–2,7 м (средняя – 1,3 м) с содержанием TiO_2 от 3,6 до 16,84 %, в среднем – 8,89% и три – северо-западного простирания, имеющие мощность 0,5–2,7 м (средняя – 1,2 м) при содержании TiO_2 от 7,34 до 12,15 %, в среднем – 8,20 %. Вероятная протяженность рудных тел под четвертичными образованиями колеблется от 340 до 1 400 м.

Одна из зон пропилитизации, шириной от 150 до 300 м, фрагментарно прослежена через пункты минерализации IV-2-8; IV-3-7 и 11 на протяжении 5 км. Рутил здесь заключен в обломках кварцевых, кварц-актинолитовых жил и кварц-гранатовых амфиболитов среди элювиально-делювиальных развалов. Содержания TiO_2 в штуфных пробах колеблются от 1,91 до 19,7 %. Кристаллы рутила (2–12 см), в основном, ассоциируют с кварц-актинолитовыми агрегатами. В сходных геологических условиях располагаются и все остальные объекты титана (ПМ I-4-34, 35, 41; II-4-6, 9, 11, 12; III-4-4; IV-2-6). Титановая минерализация обоих типов сопровождается потоками рассеяния (ВГХП I-4-26, 28, 37, 38, 42; II-4-15; III-3-4, 5, 6, 7; III-4-6; IV-2-3; IV-3-9) и вторичными ореолами (ВГХО II-4-5; IV-2-1, 2, 7; IV-3-3), в том числе немасштабными; содержания Ti в них достигают 2,5–3,0 %.

ВАНАДИЙ

Известные пункты минерализации ванадия (I-4-17, 22 и III-4-10) располагаются во фронтальной зоне ГУНа (войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов) и приурочены к черным углеродсодержащим кварцитам и кварц-слюдистым сланцам в мелких тектонических блоках. Их первичным субстратом, по всей видимости, являлись углисто-кремнисто-глинистые сланцы нижнемолдшорской подсветы, характеризующиеся повышенными концентрациями ванадия, достигающими 0,05 %.

В пункте I-4-22 черные кварциты переслаиваются с темно-серыми и серыми разностями; мощность прослоев варьирует от 2–4, до 6–30 м. По данным полуколичественного спектрального анализа бороздовых проб содержания V в наиболее насыщенных углеродистым веществом породах составляют не менее 0,07 % (а в ряде случаев и $>0,1$ %), снижаясь в светлых разностях до 0,02–0,003 %. Иногда, несмотря на обогащенность углеродистым веществом, породы обладают лишь незначительной концентрацией ванадия, которая не превышает 0,03 %. В пункте минерализации I-4-17 содержащиеся ванадий образования представлены фрагментом разреза (видимой мощностью 54 м), состоящим из слоев углеродсодержащих кварцитов, кварц-слюдистых и гранат-слюдистых сланцев с мощностью слоев от нескольких см до 2–3 м. Ванадий присутствует как в кварцитах, так и в кварц-слюдистых сланцах; его концентрации находятся в тех же пределах. Видимая мощность обогащенных полезным компонентом интервалов достигает здесь 40 м. Для углеродсодержащих образований также характерны повышенные содержания Mo – 0,001–0,007 %, P_2O_5 – более 1 %, Sr – до 0,05 %, Cr – до 0,03 %. В ПМ III-4-10 в углеродсодержащих сланцах, кроме V (0,05 %), Mo (0,005 %) и P (0,3 %), присутствует La – 0,01 %, а в ПМ I-4-17 в сланцах (на участке с многочисленными будинами кварца) зафиксирован W – 0,005 %. Самостоятельные минералы-носители ванадия не выявлены. Вероятно, в виде изоморфной примеси данный элемент присутствует в углеродистом веществе пород. Из рудных минералов отмечена только редкая вкрапленность пирита. Оруденение отнесено к формации молибден-ванадиеносных сланцев осадочного (метаморфизованного) генетического типа.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На изученной площади медное оруденение относится к магматическому, гидротермальному (плутоногенному и вулканогенному) и метаморфо-метасоматическому генетическим типам; заключено в трех рудопроявлениях и большом количестве пунктов минерализации, расположенных в самых разнообразных по возрасту и составу породах.

Магматический тип представлен одним пунктом минерализации III-4-21 с редкой вкрапленностью халькопирита в роговообманковом габбро второй фазы кэршорского комплекса. Оруденение условно отнесено к медно-титан-ванадиевой мафитовой формации.

К гидротермальному плутоногенному типу (ПМ I-1-20, 22; I-2-6, 21; I-4-1; II-1-3; II-2-1, 4, 6; II-3-1, 3, 12; III-3-2 и проявление Перевальный II-3-13) относится минерализация, пространственно и (предположительно) генетически связанная с долеритами и габбро-долеритами оранже-

юганско-лемвинского комплекса. Оруденение располагается непосредственно в габбро-долеритах, как правило, хлоритизированных, карбонатизированных и эпидотизированных, или в их экзоконтактных зонах, сложенных хлоритизированными, иногда эпидотизированными образованиями малохосаинской толщи (ПМ III-3-2), грубеинской (ПМ I-4-1) или кокпельской (ПМ II-3-1) свит. Метасоматические изменения рудовмещающих пород на проявлении Перевальный и в ПМ II-3-12 (альбитизация, окварцевание, вторичные кварциты) позволяют предполагать здесь зоны вторичной концентрации халькофильных элементов. Главными рудными минералами на всех объектах являются пирит и халькопирит, формирующие неравномерно рассеянную вкрапленность, реже прожилково-вкрапленные выделения. Из второстепенных минералов можно отметить галенит, пирротин и примазки медной зелени, иногда в незначительном количестве присутствуют гематит и магнетит. Протяженность минерализованных зон колеблется от 5–20 (I-1-20) до 900 м (I-2-6). Мощности, в том числе и на рудопроявлении, не превышают первых метров; только в ПМ II-1-3 мощность зоны достигает 15 м, а в пунктах I-2-21 и II-2-1 элювиальные развалы, содержащие рудные обломки, образуют полосы шириной соответственно 150 и 100 м.

Аномальные концентрации Cu обычно колеблются от 0,01 до 0,05 %, достигая 0,1–0,2 % в ПМ II-1-3; II-2-1; II-3-3. Содержания других рудных компонентов достигают: Au – 0,1 г/т; Ag – 1,5 г/т; Zn – 0,02 %; Pb – 0,12 %; As – 0,02 %. На рудопроявлении содержания меди не превышают 0,5 %, цинка – 0,1 %, свинца – 0,01 %, серебра – 0,4 г/т, золота – 0,175 г/т.

К гидротермальному вулканогенному типу относится самая большая часть объектов. Рудовмещающими в этих случаях являются образования погурейской (восточные фации), кокпельской, саблегорской и моллюдовождской свит.

В кокпельской свите сульфидная минерализация (преимущественно пирит, реже халькопирит и примазки медной зелени) в виде различной по густоте вкрапленности и тонких прожилков локализована в миндалекаменных метаандезибазах, метабазах (I-2-25; I-3-3, 16) и сланцах эпидот-гематит-альбитового состава (I-3-4). Так, например, в пункте I-3-3 зафиксированы две минерализованные зоны, располагающиеся в 30 м одна от другой. Бедная сульфидная вкрапленность первой (стратиграфически нижней) зоны размещается в эпидотизированных и окварцованных метаандезибазах на контакте с перекрывающими их пелитовыми туфами среднего состава. Мощность зоны не более 7–9 м, мощность туфового слоя – 30 м. Вторая (верхняя) минерализованная зона, мощностью 2,5–3,0 м, приурочена к осветленным и окварцованным аповулканогенным сланцам хлорит-серицит-альбитового состава. В ее висячем боку располагаются рассланцованные, хлоритизированные вулканиты основного состава. Сульфиды представлены густой вкрапленностью наполовину выщелоченного пирита. Концентрации Cu и Zn не превышают 0,02 %. В пункте I-2-25 сульфидная минерализация прожилково-вкрапленного типа наблюдается в «прослое» (5,0 м) неяснополосчатых вторичных кварцитов среди метаандезибаз. Мощность согласных, редко кососекущих сульфидных прожилков составляет 2–4 мм, причем с увеличением степени окварцевания увеличивается количество сульфидов. Окружающие породы рассланцованы, окварцованы и осветлены. Содержат согласные кварцевые прожилки мощностью до 5 см. Установленные содержания Cu и Zn невелики (соответственно 0,004 и 0,015 %). В остальных пунктах концентрации Cu также составляют сотые доли процента и только в ПМ I-3-16, в небольшом останце метабаз, несущих довольно густую вкрапленность сульфидов, количество меди достигает 0,5 %. Из сопутствующих компонентов следует отметить As (0,2 %), присутствующий в карбонатизированных и сульфидизированных сланцах эпидот-гематит-глаукофан-альбитового состава в пункте I-3-4.

Сходный характер имеет медное оруденение в ПМ I-3-7; I-4-2, 8, 9, 10; II-2-8, 10, локализованных в терригенных, вулканокласто-терригенных и вулканогенных образованиях нерасчлененной погурейской свиты. Минерализация здесь приурочена к зонам метасоматической проработки (окварцевание, иногда альбитизация, эпидотизация и карбонатизация), редко к кварц-карбонатным или кварцевым жилам (I-4-9), представлена прожилками и рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита, иногда галенита и налетами медной зелени и азурита. В ПМ I-4-9 кроме пирита и халькопирита присутствует магнетит. Мощности минерализованных зон большей частью не превышают первых метров, только в ПМ I-4-9 достигает 60 м. Наиболее богатая сульфидная минерализация отмечена в ПМ I-4-2, 9. Концентрации Cu преимущественно колеблются от 0,01 до 0,05 %, Zn – от 0,01 до 0,02 %, иногда в количестве 0,005 % присутствует Pb (I-3-7). Значительные содержания меди зафиксированы лишь в двух ПМ: I-4-2 – от 0,12 до 2,36 % и I-4-10 – до 0,5 %. Наряду с медью, в первом из них (в кварцитопесчаниках) зафиксированы высокие содержания цинка, достигающие 0,27–0,37 %.

Рудноформационная принадлежность охарактеризованных объектов неясна. Возможно, их следует относить к медно-серно-колчеданной формации кипрского (домбаровского) типа. На

это указывает вещественный состав минерализации (преобладание существенно серно-колчеданных, реже медно-колчеданных ассоциаций рудных минералов), а также предполагаемая генетическая связь с вулканогенными породами в составе сложного парагенеза (нерасчлененная погурейская свита) и базальтоидами однородной формации (кокпельская свита). Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород позволяют также рассматривать минерализованные участки или в качестве рудоподводящих каналов, или зон вторичной концентрации, сопровождающих тектонические нарушения [14].

В «гидротермальной» (без разделения на подтипы) группе отдельно рассматриваются пункты минерализации I-1-6; I-2-2, 5, 7, 14; I-4-4; II-1-4, 9, 14, 21, 23, 27, 28, 30, 32; II-2-7, 9, 11; III-1-3, 9, 14, 23, 27, 31, 51; III-2-6, 12; IV-1-7, 10, 11, проявления Встречное (II-1-16) и Северное (IV-1-2), а также два комплексных пункта минерализации – II-1-26 (Cu, Ag) и III-2-3 (Cu, Pb). Размещение практически всех объектов контролируется крупными тектоническими нарушениями надвигового характера и крутопадающими разломами, в том числе и не приводящими к заметному смещению пород зонами разуплотнения (повышенной трещиноватости, бластомилонитизации и т. п.) субмеридиональной и северо-восточной ориентировки. Оруденение приурочено как к параавтохтонным, так и к аллохтонным блокам, сложенным породами мороинской, моллюдовожской, саблегорской и погурейской свит. При этом ряд пунктов минерализации, расположенных в отложениях нерасчлененной погурейской свиты, пространственно ассоциирует с кислыми магматитами пожемского комплекса, иногда локализуясь непосредственно в риолитах или в их экзоконтактных частях.

На *рудопоявлении Встречное* наиболее богатая минерализация представлена густой вкрапленностью халькопирита, борнита, азурита и медной зелени. Приурочена к кварц-карбонатной жиле, залегающей в зоне надвига на контакте небольшого тектонического блока брекчированных мраморизованных доломитов линзообразной формы с ортосланцами, развитыми по эффузивам основного состава нижней подсвиты моллюдовожской свиты. Ориентировочная протяженность жилы 60 м, мощность меняется от 0,8 до 2,3 м. По данным бороздowego опробования концентрации Cu от 0,34 до 1,8 %. Сульфиды в виде рассеянной вкрапленности присутствуют также в ортосланцах (в лежачем и висячем боках жилы) и в карбонатах, где содержание меди достигает 0,34 %. В ортосланцах сульфидная минерализация отмечена и в кварц-карбонатных прожилках. Содержания меди в бороздowych пробах здесь от 0,02 до 1,0 %, достигая иногда 7,3 %, присутствует Ag в количестве 5 г/т. Максимальная мощность минерализованной зоны составляет 4,5 м, по простиранию не прослеживалась. В районе проявления мелкая рассеянная вкрапленность халькопирита выявлена также в риолитах, их туфах и туфопесчаниках верхне-моллюдовожской подсвиты. Содержания меди здесь не превышают 0,1 %.

Рудопоявление Северное локализовано в сланцах нерасчлененной погурейской свиты. Породы смяты в складки и нарушены серией разрывов северо-восточного простирания, вдоль которых рассланцованы и метасоматически изменены. Рудная минерализация представлена редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, пентландита и ковеллина. Количество сульфидов достигает 3 %. Максимальные содержания меди – 0,5 %, свинца – 0,015 %, цинка – 0,3 %, молибдена – 0,003 %, серебра – 10 г/т, золота – 0,05 г/т.

В пунктах минерализации рудные зоны представлены участками метасоматической проработки, в пределах которых породы катаклазированы, рассланцованы, эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, интенсивно окварцованы, риолиты зачастую изменены до метасоматитов мусковит-полевошпат-кварцевого состава. Мощности минерализованных зон колеблются в пределах 0,7–15 м. По простиранию прослежены не более чем на 50–250 м. Рудные минералы представлены рассеянной тонкой вкрапленностью, реже гнездами и просечками пирита и халькопирита, примазками медной зелени. Часто минерализация локализуется в кварцевых, кварц-карбонатных жилах, прожилках и будинах (ПМ I-1-6; I-2-5, 7; II-1-9, 27; III-1-14, 23; III-2-3, 12), иногда в эпидотовых или карбонатных прожилках (ПМ III-1-51). Количество сульфидов, как правило, не превышает 3–5 % и только в ПМ III-1-31 достигает 20 %. Концентрации Cu варьируют от 0,005–0,05 до 0,3–0,8 %, достигая 1,0–1,5 % в пунктах II-1-21; II-2-11, III-1-9, 27 и IV-1-11. Кроме меди присутствует Zn – 0,01–0,05 %, Pb – до 0,12 % (III-2-3), Ag – до 20 г/т (II-1-26), Mo – 0,005 % (II-2-7) и Au – 0,1–0,36 г/т (II-1-26, II-2-9, III-1-23, 27). Предполагается, что минерализация всех этих объектов субсинхронна с золотым оруденением золото-сульфидно-кварцевой и золотополиметаллической формаций.

К объектам метаморфо-метасоматического типа относятся пункты сульфидной минерализации I-4-30, 32; IV-1-18. Оруденение (возможно, регенерированное) локализуется в породах неркаюской свиты. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом и медной зеленью. Формируют в кристаллосланцах, амфиболитах и серицит-глаукофан-альбит-хлоритовых сланцах тонкие прожилки и небольшие гнезда, либо в виде рассеянной прожилковой вкрапленности

образуют скопления линзовидной, иногда пластовой формы мощностью до 10–15 см. Содержания Cu от 0,6 до 5 %, Zn – от 0,03 до 0,12 %. Не исключается возможность генетической связи оруденения с образованиями балбаншорского метагаббрового комплекса венда. Рудная формация не определена.

Многочисленные первичные и вторичные (комплексные и моноэлементные) ореолы рассеяния, а также несколько точечных аномалий меди, показанных на карте полезных ископаемых, по-видимому, сопровождают сульфидную минерализацию различных генетических типов, охарактеризованных выше. При этом значительная часть ореолов располагается в областях влияния тектонических нарушений надвигового типа и, вероятно, обусловлена зонами сульфидизации при гидротермально-метасоматическом процессе, который сопутствовал золотому оруденению. Концентрации Cu в контурах аномалий изменяются в пределах 0,0018–0,03 %, Zn – 0,007–0,03 %, Pb – не превышают 0,003 %. В контуре ореола II-2-5 кроме меди присутствуют Be – 0,0002 % и Ba – 0,57 %, а в контуре ореола IV-1-5 – Pb – 0,003 %, Co – 0,002 % и Ag – 0,1 г/т.

Обращают на себя внимание комплексные вторичные аномалии, расположенные в поле развития пород среднеркаюской подсвиты (IV-1-17, 20; IV-2-9; IV-3-1). Помимо Cu (0,003–0,02 %), Pb (0,002–0,02 %), Zn (0,03 %), Ag (0,1 г/т) и Ba (0,05–0,1 %) в их контурах установлены Mo – 0,0002–0,001 %, Sn – 0,0005 % и Be – 0,0003 %. Почти таким же набором элементов характеризуется ВГХО IV-1-15 расположенный уже над породами нерасчлененной погурейской свиты. Концентрации полезных компонентов в контуре ореола составляют (%): Cu – 0,003–0,004; Pb – 0,002; Zn – 0,03; Sn – 0,0003; Be – 0,0003; Ag – 0,1 г/т. Эти аномалии, по-видимому, также связаны с сульфидной минерализацией, сопутствующей золотому оруденению.

В заключение следует отметить следующую особенность. Медное, свинцовое и цинковое оруденение гидротермального типа в районах развития кокпельской, погурейской и неркаюской свит обладает близким характером изменений, сходным минеральным составом и однообразно низкими содержаниями полезных компонентов, поэтому во многих случаях причиной отнесения объекта к тому или иному «моноэлементному» виду является лишь незначительное преобладание концентрации Cu, Pb или Zn над другими элементами этой ассоциации.

СВИНЕЦ

Свинец (в некоторых пунктах минерализации вместе с цинком – в качестве второго компонента) имеет меньшее распространение, чем медь, хотя оба элемента зачастую находятся в тесной ассоциации друг с другом. Во многих меднорудных объектах, как правило, отмечаются повышенные содержания этого металла. Свинцовое оруденение представлено двумя рудопроявлениями и серией пунктов минерализации различного генезиса.

Единственный пункт минерализации гидротермально-осадочного генетического типа (I-1-9) относится к свинцово-цинковой карбонатной стратиформной рудной формации. Выявлен в отложениях грубепендишорской толщи и представляет изолированный коренной выход (4×1 м) интенсивно дислоцированных плейчатых белых сахаровидных известняков с бурыми «подтеками» гидроокислов железа. В известняках в виде «горизонта» мощностью 0,6–0,8 м наблюдается прожилково-вкрапленная минерализация галенита. Содержание Pb превышает 0,2 %.

Объектами гидротермального генезиса, свинцово-цинковой жильной формации, являются ПМ I-1-12; I-3-11; III-1-19. Рудная минерализация вкрапленного, гнездовидно-прожилкового типа локализуется в кварцевых жилах, залегающих в образованиях саледской, погурейской (нерасчлененной) и няргинской свит. Представлена галенитом, пиритом и халькопиритом. Содержания Pb – 0,36–1,0 %, Ag – 20–40 г/т. В ПМ I-3-11 присутствует Cu в количестве 0,2 %, а в ПМ III-1-19 концентрация Au достигает 0,6 г/т.

Также к объектам гидротермального типа, но неясной рудной формации, относятся рудопроявления Яроташорское (II-1-2), Тэлашорское (III-1-20) и ПМ I-2-16, 17; I-4-11, 16; II-2-3; III-1-11. В большинстве случаев оруденение здесь приурочено к зонам разрывных нарушений различной кинематики, имеющим субмеридиональное и северо-восточное простирание (или к оперяющим их тектоническим трещинам), и, как правило, сопровождается метасоматическими изменениями вмещающих пород.

Яроташорское рудопроявление располагается в зоне Верхнеяроташорско-Варукшорского надвига. Сульфидная минерализация локализуется на участках гидротермальной проработки (интенсивное окварцевание и серицитизация), имеющих субмеридиональное простирание и проявленных как в основных метаэффузивах погурейской свиты, так и вдоль их контактов с кислыми эффузивами этой же свиты. Всего на проявлении выявлено пять минерализованных

зон. Три из них сложены рассланцованными метасоматитами кварц-серицитового состава, развитыми по основным эффузивам. Остальные являются участками интенсивного окварцевания того же субстрата. В первом случае сульфиды представлены вкрапленностью пирита и небольшим количеством халькопирита, галенита и сфалерита. Содержания Cu достигают 0,58 %, Zn – 0,03 %. Во втором – довольно густой, неравномерно распределенной гнездово-вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализацией с концентрациями Pb – 0,059–3,19 %, Zn – 0,099–5,34 %, Cu – 0,06–0,6 %, Au – до 0,3 г/т, Ag – до 8,4 г/т. Параметры оруденения в коренном залегании не определены [81]. Предполагаемая протяженность минерализованных зон колеблется от первых десятков до первых сотен метров, мощности могут достигать 7 и более метров. По ряду признаков (тектонический контроль оруденения, вещественный состав руд, особенности геологического строения) Яроташорское проявление подобно Тыкотловскому золоторудному проявлению (см. ниже – «Благородные металлы»).

На *Тэлашорском проявлении* рудовмещающими являются интенсивно дислоцированные, гранитизированные и окварцованные породы верхнесаблегорской подсвиты, реже кварцевые жилы и согласные сланцеватости пород кварц-полевошпатовые или флюорит-баритовые прожилки. Рудоконтролирующей структурой является зона blastomylonitization (предполагаемое разрывное нарушение) северо-восточной ориентировки. Минерализация формирует отдельные маломощные (не более 3 м) и, по-видимому, изолированные вкрапленные и прожилково-вкрапленные зоны, локализованные в замковых частях мелких складок на участках наиболее интенсивного рассланцевания. Главные рудные минералы представлены пиритом и галенитом, второстепенные – флюоритом и баритом. В небольшом количестве присутствует магнетит, халькопирит и гематит. Мощность мономинеральных галенитовых прожилков не превышает 3–4 мм, флюорит-баритовых с вкрапленностью галенита – достигает 1–2 см. Степень насыщенности ими рудовмещающих пород невелика. Вкрапленный тип галенитовой минерализации, с размером зерен 0,2–0,5 мм, обычно размещается в пределах участков с прожилково-вкрапленным оруденением. Содержания Pb от 0,04 до 2,74 %, Zn – до 0,13 %, Au – до 0,6 г/т, Ag – до 7,6 г/т, F – до 5 %, Ba – превышают 1 %. Ввиду малой мощности и невыдержанности рудных тел по простиранию свинцовое оруденение не имеет самостоятельного промышленного значения. Хотя о более широком его распространении, возможно, свидетельствуют ПМ III-1-19 и 11, локализованные соответственно в образованиях няртинской свиты и верхнесаблегорской подсвиты, а также первичные геохимические ореолы III-1-21, 22 с концентрациями Pb – 0,0014–0,0018 %, расположенные в непосредственной близости от проявления. Формационный тип минерализации остается невыясненным. Не исключено, что первичные скопления рудных компонентов (впоследствии регенерированные) связаны со становлением гранитоидов николайшорского комплекса. По мнению К. А. Высоцкого [37] рудопроявление в формационном отношении родственно Пальникшорскому проявлению (золотосульфидно-кварцевого типа). Некоторые различия в минеральном составе руд на этих объектах объясняются им либо латеральной, либо вертикальной зональностью.

В пунктах минерализации рудовмещающими породами являются алевросланцы, серицит-хлорит-альбитовые сланцы, миндалекаменные метаэффузивы основного состава погурейской свиты, метаандезибазалты кокпельской свиты и метариолиты верхнесаблегорской подсвиты. Оруденение, в основном, представлено минерализованными зонами различной мощности (0,6–35 м) или сульфидизированными кварц-полевошпатовыми прожилками (III-1-11). Рудные минералы – галенитом, пиритом, халькопиритом, медной зеленью, реже сфалеритом и церусситом. По простиранию, вследствие плохой обнаженности, рудные образования, как правило, не прослеживались. Содержания Pb колеблются от 0,05 до 1,0 %, присутствует Cu (0,004–0,3 %), Zn (0,02–1 %), Ag (0,5–40 г/т), Au (0,11–0,6 г/т). Рудноформационный тип неясен. Первичное происхождение оруденения в пунктах I-2-16, 17; I-4-11, 16 и II-2-3 (в различной мере преобразованного в завершающие этапы каледоно–герцинской минерагенической эпохи) ориентировочно можно связать с базальтоидным вулканизмом – (сопутствующий компонент медно-серно-колчеданной формации), а в пункте III-1-11, по аналогии с Тэлашорским рудопроявлением, – со становлением гранитоидов николайшорского комплекса.

В единичных случаях (ПМ I-2-15; III-2-2) свинцовое оруденение пространственно (возможно и генетически) приурочено к интрузивным породам и предположительно генетически связано с различными магматическими породами. Так в ПМ I-2-15 тонкораспыленная густая вкрапленность сульфидов наблюдается в эпидотизированных габбро-долеритах орангьюганско-лемвинского комплекса. Содержание Pb не превышает 0,08 %, Zn, Cu и As – 0,01 %. Поскольку данный объект располагается в зоне влияния крупной надвиговой структуры, то не исключено, что сульфидная минерализация сопровождает золотое оруденение и имеет гидротермальное происхождение, не связанное с телами габброидов. В ПМ III-2-2 вкрапленность галенита, халь-

копирита и пирита с содержанием Pb – 0,08 %, Cu – 0,015 %, Au – 0,2 г/т локализована в окварцованных и гнейсифицированных гранитах второй фазы лемвинского комплекса и, возможно, сопутствует урановому оруденению. Предположительно подобной же минерализацией обусловлены первичный (II-1-18) и комплексный вторичный (III-2-9 Pb, Be, Mo) ореолы рассеяния свинца, расположенные в экзо- и эндоконтактной зонах Тынаготского гранитного массива. Концентрации Pb в контуре аномалии II-1-18 колеблются от 0,0013 до 0,0036 %, в количестве 0,039 % присутствует Ba. Комплексный ореол характеризуется следующими содержаниями полезных компонентов: Pb – 0,0014–0,0015 %, Mo – 0,0002 %, Be – 0,00022–0,00025 %.

Оруденение метаморфо-метасоматического генезиса (ПМ II-3-15) локализовано в образованиях средней подсвиты неркаюской свиты. Здесь в ожелезненных кварцитах сахаровидного облика содержание Pb составляет 0,4 %, Zn – 0,2 %, Ag – 0,5 г/т, в небольшом количестве (0,002 %) отмечен Bi. Рудная формация не определена.

Моноэлементные и комплексные (с цинком и медью) вторичные геохимические ореолы свинца, показанные на КПИ, по всей видимости, обусловлены наличием зон сульфидной минерализации, которые сопровождают оруденение золотосульфидно-кварцевой и золотополиметаллической формаций (ВГХО I-1-17; I-2-11; I-4-25), либо медное оруденение гидротермально-вулканогенного типа, предположительно медно-серно-колчеданной формации (ВГХО I-2-19; I-3-6 и I-4-18). Содержания полезных компонентов в контурах аномалий достигают следующих значений: Pb – 0,013 %; Cu – 0,015 %; Zn – 0,007 %.

Два шлиховых потока (I-4-36, 39), содержащих единичные знаки галенита, выявлены в аллювиальных отложениях реки Балбанью и ее левого безымянного притока и связаны с оруденением проявления Медвежье (I-4-24).

ЦИНК

На площади листа присутствуют одно проявление и девять пунктов минерализации гидротермально-осадочного, гидротермального и метаморфо-метасоматического происхождения.

Оруденение гидротермально-осадочного генезиса свинцово-цинковой карбонатной стратиформной формации приурочено к нижней части разреза грубепендишорской толщи. Представлено двумя пунктами минерализации (I-1-3; 5). В первом – мелкая (1–2 мм) вкрапленность сфалерита и убогая тонкая вкрапленность галенита (0,1–1,0 мм) локализуется в ядре небольшой антиклинальной складки, сложенной среднезернистыми серыми известняками. Мощность минерализованной зоны 1,5 м. Содержание Zn достигает 0,15 %, Pb – 0,03 %. Во втором – бедная вкрапленность сфалерита располагается в подобных же известняках на контакте с темно-серыми глинистыми разностями. Мощность рудной зоны колеблется от 0,3 до 0,6 м, содержание Zn не превышает 0,1 %.

Пункты минерализации I-2-12, 27; I-3-14, 18, 19; I-4-7 и рудопроявление Нева (I-3-17) отнесены к гидротермальному типу, рудноформационная принадлежность не определена, хотя с некоторой долей условности можно утверждать, что большинство из них (как и ряд медных и свинцовых объектов) весьма близки к оруденению медно-серно-колчеданного типа.

Рудопроявление Нева расположено в левом береговом обрыве р. Балбанью. Зона сульфидной минерализации видимой мощностью около 50 м локализована в осветленных, окварцованных, хлоритизированных, участками серицитизированных парасланцах кокпельской свиты. Главным рудным минералом является пирит, реже встречаются сфалерит и халькопирит, причем сфалерит из-за малых размеров зерен визуально не определим. Пирит (в основном, в виде рассеянной вкрапленности) в количестве 1–3 % относительно равномерно распределен во всей массе породы. На этом фоне выделяются два осветленных и интенсивно окварцованных интервала видимой мощностью 3 и 6 м с обильной сульфидной минерализацией. Пирит здесь, наряду с рассеянной вкрапленностью, образует линзовидные, цепочечные скопления размерами 0,5×1,0×1,5 см, ориентированные согласно сланцеватости пород, которые, в свою очередь, группируются в преимущественно маломощные (0,5–0,8 м) и непротяженные (до 2 м) минерализованные участки. Количество пирита здесь увеличивается до 10–15 %. Содержания Zn колеблются от 0,01 до 0,7 %. Наиболее высокие его концентрации (0,5–0,7 %) приурочены лишь к одному из минерализованных интервалов, мощность которого составляет 3 м. Присутствует Au в количестве 0,01–0,025 г/т, Cu – 0,05 %, Mo – 0,001 % и Cd – 0,003 %. По данным сотрудника ЗапСибНИГНИ Нефедова В. А. концентрации Zn на проявлении достигают 8,19 %, Cd – 0,0216 %. В настоящее время промышленного значения оруденение не имеет.

Пункты I-2-12, 27; I-3-14, 18, 19; I-4-7 локализованы в вулканогенных и вулканокласто-терригенных породах кокпельской (I-3-18) и погурейской свит. Видимая минерализация также представлена вкрапленностью пирита; мощности рудных зон колеблются от 2 до 25–30 м. Со-

держания Zn не превышают 0,1 %, Cu – 0,01 %. В пункте минерализации I-2-12, расположенном во фронтальной зоне надвига, рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита и налеты медной зелени приурочены к долеритам оранжюганско-лемвинского комплекса. Содержания Zn – 0,1 %, Cu – 0,03 %, Pb – 0,004 %.

Единственный пункт минерализации метаморфо-метасоматического происхождения (I-4-19) представлен зоной дробления, карбонатизации и рассланцевания в окварцованных существенно амфиболовых породах верхненеркаюской подсвиты. Мощность минерализованной зоны составляет 15–18 м. Содержание Zn – 0,02 %, присутствует Sb в количестве 0,04 %.

Геохимические ореолы Zn, моноэлементные (I-3-20) и комплексные (I-3-5, 10, 12; IV-2-4, 5), расположенные в рыхлых образованиях над породами кокпельской и неркаюской свит, по всей видимости, связаны с подобными же зонами сульфидной минерализации.

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

Рудопроявление никеля Кедровое II (IV-1-21) выявлено во фрагментах линейно-площадной коры выветривания предположительно юрско-палеогенового возраста, развитой по дунитам райизско-войкарского и пироксенитам кэршорского комплексов. Установленная протяженность коровых образований 1,5 км (при ширине 120 м), глубина – около 3 м. Шурфами вскрыта лишь нижняя часть профиля коры выветривания, представленная зоной выщелоченных, нонтронитизированных серпентинитов. Вероятно, наиболее продуктивная охристо-нонтронитовая зона уничтожена в результате эрозии. Максимальные содержания никеля в коре по дунитам, составляют 0,179–0,389 %, достигая на небольших по мощности (0,3 м) интервалах 0,51–0,83 %. Концентрации кобальта – от 0,011 до 0,073 %. В коре выветривания по пироксенитам количество Ni не превышает 0,15 %, Co – 0,005 %. Кроме этого, в коровых образованиях выявлены повышенные содержания Zn – 0,2 %, Au – до 0,146 г/т и As – до 0,007 %. В дунитах присутствует убогая струйчато-вкрапленная хромитовая минерализация. Оруденение относится к кобальт-никелевой силикатной формации. Небольшие сохранившиеся фрагменты никеленосной коры зафиксированы также на хромитовом рудопроявлении Синотвож.

В поле развития ультраосновных пород райизско-войкарского комплекса располагается серия вторичных литохимических ореолов никеля, моноэлементных (III-4-9; IV-4-1) и комплексных, с хромом (III-4-1; IV-2-10; IV-3-6, 10, 13). Содержания Ni в контурах аномалий 0,1–0,3 %, Cr – 1,0–3,0 %.

МОЛИБДЕН

На площади листа присутствуют два пункта минерализации молибдена – III-2-11 и III-1-50 гидротермального плутоногенного генетического типа. В первом оруденение приурочено к гнейсовидным гранитам второй фазы лемвинского комплекса. Молибденит в виде рассеянной вкрапленности локализуется в практически «сухих» минерализованных трещинах или приурочен к тонким однонаправленно ориентированным скоплениям мусковита. В резко подчиненном количестве присутствует пирит. Минерализация установлена на участке площадью 50×50 м. Содержания Mo в штучных пробах 0,005–0,5 %, Pb – достигают 0,005 %, Nb – 0,007 %, Sn – 0,003 %, Be – 0,0005 %, Y – 0,007 %, La – 0,01 %. Сходное оруденение выявлено в пределах первичного немасштабного (200×1 000 м) ореола III-2-10 (Mo, Sn). Здесь, в подобных же гнейсовидных гранитах лемвинского комплекса присутствует рассеянная вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита, сопровождаемая повышенной радиоактивностью (30–45 мкР/ч) вмещающих пород. Содержание Mo в контуре ореола составляет 0,005 %, Sn – 0,002 %, U – 0,001 %. Предполагается, что в обоих случаях минерализация парагенетически связана с гранитами лемвинского комплекса и сопровождается урановое оруденение. Вероятно, аналогичную природу имеют комплексный вторичный (III-2-9 Pb, Be, Mo) и моноэлементный первичный (III-2-8) ореолы с концентрациями Mo – 0,0002–0,0005 %, Pb – 0,0014–0,0015 %, Be – 0,00022–0,00025 %, также приуроченные к гранитам Тынаготского массива.

В пункте минерализации III-1-50 оруденение штокверкового типа выявлено в крупноглыбовых свалах гранодиоритов Малотынаготского массива (в коренном залегании не наблюдалось). Штокверк представлен редкими, маломощными (2–3 мм), преимущественно односистемными кварцевыми прожилками длиной 20–70 см (иногда – до 1,3 м), выполняющими трещины скола. Минерализованные прожилки встречаются на участке площадью 900×1 000 м. Интенсивность прожилкования крайне низкая: как правило, в отдельных глыбах наблюдаются один, максимум два прожилка. Рудные минералы – мелкочешуйчатый молибденит, шеелит, молибдошеелит, повеллит и пирит. В прожилках они обычно распределены неравномерно, в виде рассеянной вкрапленности или редких скоплений мелких зерен. Содержание Mo от 0,0003 до 0,05 %, W –

0,003–0,01 %, Sn – 0,005–0,002 %, Be – 0,0003–0,005 %, Cu – до 0,005 %, Pb – до 0,005 %, Zn – не более 0,05 %. Вольфраммолибденовая минерализация сопровождается многочисленными небольшими и слабоконтрастными вторичными ореолами рассеяния Cu, Zn, Ni, Zr, Be, Cr. Большая часть аномалий – линейные северо-восточной ориентировки. Это позволяет предполагать линейную или удлинненно-неправильную форму прерывистых штокверковых зон. Оруденение предположительно отнесено к молибден-вольфрамовой сульфидно-кварцевой березитовой рудной формации. Перспектив не имеет.

ВОЛЬФРАМ

Представлен пунктами минерализации I-3-13; I-4-5, 29; II-3-4, 6, 10, 11; II-4-16 гидротермального генезиса. Располагаются они в породах погурейской, кокпельской, неркаюской свит и орангьюганско-лемвинского габбро-долеритового комплекса. Невысокие концентрации вольфрама (обычно 0,001–0,01 %, лишь в ПМ I-3-13 достигающие 0,03 %) выявлены либо непосредственно в кварцевых жилах, либо в породах, насыщенных кварцевыми прожилками или будинами. Размещение кварцевожилковых образований контролируется зонами мелкой трещиноватости, оперяющими разрывные нарушения, в том числе и надвиги. Рудные минералы представлены шеелитом, пиритом, халькопиритом, рутилом, медной зеленью; нерудные – кальцитом, альбитом и хлоритом. Практического значения минерализация не имеет. Повышенные концентрации вольфрама (0,00012–0,0038 %) зафиксированы в точечных первичных аномалиях среди гранитов второй фазы лемвинского комплекса и метариолитов верхнесаблегорской подсвиты.

О возможном наличии на площади более продуктивного вольфрамового оруденения свидетельствуют многочисленные шлиховые потоки шеелита, выявленные в аллювии правых и левых притоков рек Балбанью, Выхолью, Неркаю и Бол. Нядокота. В некоторых потоках (I-3-15, 21; I-4-20, 27) количество минерала достигает сотен знаков. Большинство из них зафиксировано в водотоках, дренирующих вулканогенные образования кокпельской свиты в зонах надвигов. В шлиховых пробах встречается шеелит двух типов. Первый представлен обломками желтого и белого цвета, ограниченными поверхностями спайности, второй (более редкий) – бесформенными зернами тонкозернистого сложения, серого и черного цвета. Окраска зависит от насыщенности минерала черным пылевидным веществом, не поддающимся диагностике обычными методами. Такие зерна светятся в УФ лучах едва различимым синим светом. Предполагается сингенетичность этого шеелита с черным титанитом, зерна которого также насыщены пылевидным веществом. Генетическая связь обоих минералов подтверждается тем, что на сколах серых и черных кристаллов титанита обнаружены мельчайшие наросты серого шеелита, хлорита и кварца. На водоразделе ручьев Амбар-Шор и Воргашор в результате шлихового опробования элювиально-делювиальных образований кокпельской свиты выявлен шлиховой ореол (I-3-9) с содержаниями шеелита от десятков до тысячи знаков. Ореол располагается в поле развития метаэффузивов основного состава, простираясь в северо-восточном направлении на 4 км вдоль зоны надвига.

Предполагается, что коренными источниками шеелита на площади, помимо кварцевых жил, может являться прожилково-вкрапленная минерализация шеелит-сульфидной осадочно-вулканогенной стратиформной рудной формации [6].

Высокие содержания шеелита в отдельных шлиховых пробах зафиксированы в делювиальных образованиях Тэлашорского участка – 117 знаков [82] и в аллювии правого притока р. Бол. Тынагота – 60 знаков. В этих случаях, коренным источником шеелита может являться оруденение грейзеново-гидротермального генезиса связанное с гранитоидами николайшорского и лемвинского комплексов.

ОЛОВО

В правом борту долины ручья Тэлашор (ПМ III-1-16) в зоне надвига, разделяющего гнейсированные риолиты верхнесаблегорской подсвиты и гранитизированные метаморфиты няртинской свиты, выявлен «пропласток» сланцев мощностью 0,15–0,2 м с редкой рассеянной вкрапленностью касситерита. Содержание Sn достигает 0,1 %, Mo – 0,002 %, Cu – 0,05 %, Zn – 0,5 %, Pb – менее 0,1 %, Ag – 2 г/т. Минерализация гидротермального плутоногенного типа предположительно связана с гнейсогранитами николайшорского комплекса, рудноформационная принадлежность ее не ясна. Поблизости, на левом борту ручья, в подобных же образованиях обнаружены маломощные (0,5–1,5 см) прожилки флюорита и кварца. Концентрация Sn в прожилках составляет 0,001 %, Cu – 0,05 %, Ag – 2 г/т, Pb – не превышают 0,005 %.

Геохимический ореол олова IV-1-16, установленный в рыхлых образованиях над породами погурейской свиты, располагается в зоне влияния Неркаюского надвига и по-видимому, обу-

словлен наличием сульфидной минерализации. Содержания Sn в его контуре составляют 0,0005 %. Повышенным геохимическим фоном олова обладают метариолиты верхней подсвиты саблегорской свиты, о чем свидетельствуют точечные первичные аномалии с концентрациями Sn 0,002 %, расположенные на правом и левом бортах долины р. Мал. Тынагота.

РТУТЬ

Небольшой шлиховой поток (IV-3-8) с единичными знаками киновари выявлен в аллювиальных образованиях безымянного левого притока р. Мал. Хосая. Источником киновари может являться минерализованная зона, локализованная в серпентинитах или апоультрамафитовых лиственитах, развитых по породам райизско-войкарского комплекса. На это указывает пространственная связь потока с образованиями комплекса и структурный контроль, осуществляемый зоной надвига. Ввиду убогого содержания минерала в шлиховых пробах предполагаемая минерализация вряд ли будет представлять практический интерес. Также в единичных знаках киноварь обнаружена в шлиховой пробе по правому притоку р. Селэмью. Повышенные концентрации ртути (0,00003–0,0001 %) и киноварь установлены в «золотополиметаллической» минерализованной зоне Тыкотловского рудопроявления.

МЫШЬЯК

Единственный пункт минерализации мышьяка гидротермального генезиса (I-4-33) представляет собой пиритизированные на контакте с дайкой метагабброидов балбаншорского комплекса мусковит-амфибол-альбит-кварцевые кристаллосланцы средненеркаюской подсвиты. Мощность минерализованной зоны около 8 м. Содержания As от 0,01 до 0,06 %, Pb – 0,01 %, Zn – 0,015 %. Вероятно, мышьяк в виде изоморфной примеси присутствует в пирите.

Точечная аномалия с концентрацией мышьяка 0,2 % зафиксирована на правом берегу руч. Парус-Шор в карбонатизированных и оталькованных серпентинитах войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов. По-видимому, аномалия связана с проявленной здесь сульфидной (пирит) минерализацией.

СУРЬМА

Представлена двумя первичными точечными аномалиями. Одна из них локализуется в кристаллосланцах верхненеркаюской подсвиты в истоках р. Ниж. Дзеляю. Концентрация Sb составляет 0,02 %, в качестве попутных компонентов присутствуют Cu – 0,015 % и Zn – 0,01 %. Вторая, с содержанием Sb 0,03 %, располагается на левобережье руч. Парус-Шор в метапесчаниках харбейшорской подсвиты и приурочена к зоне Эрепшорского взбросо-надвига. В обоих случаях аномалии связаны с рассеянной вкрапленностью пирита.

Совместно с цинком (0,02 %) сурьма в количестве 0,04 % присутствует в ПМ I-4-19, представленным зоной дробления, карбонатизации и рассланцевания с густой вкрапленностью пирита в породах верхненеркаюской подсвиты, а также в точечной первичной аномалии Cu, Zn, локализованной в микроблоке светло-серых кварцитов войкарско-кемпирсайского комплекса на левом берегу руч. Балбаншор. Здесь совместно с Cu (1 %) и Zn (0,2 %) зафиксированы достаточно высокие концентрации Sb – 0,1 %, As – 0,5 % и Ag – 50 г/т.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

БЕРИЛЛИЙ

Образует ореолы рассеяния в коренных породах (III-1-4) и рыхлых отложениях (II-1-33; III-1-38, 48) в пределах площадей развития образований мороинской свиты, верхнесаблегорской и нижнемолдвожской подсвит, а также гранитов и гранодиоритов лемвинского комплекса. Содержания Be не превышают 0,00024 %. В контуре ореола II-1-33 присутствует Pb (0,001 %), а в контуре ореола III-1-4 – Nb (0,002–0,005 %). В качестве сопутствующего компонента Be установлен на Тынаготском урановом рудопроявлении (II-1-22) и в ПМ молибдена III-1-50; где его концентрации достигают, соответственно, 0,01 и 0,05 %.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ (ИТТРИЙ)

Представлен пунктами минерализации III-1-17; III-1-33; III-1-46 гидротермального генетического типа, локализованных в гнейсированных и метасоматически измененных (калишпатиза-

ция, серицитизация, окварцевание, гематитизация) метариолитах верхней подсвиты саблегорской свиты. Считается, что повышенные концентрации иттрия (0,02–0,07 %) обусловлены редкоземельной геохимической специализацией самих метариолитов [46]. Кроме этого, итрий (0,04 %) зафиксирован в первичной точечной аномалии, установленной в небольшом блоке кварцитопесчаников внутри войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов на правом берегу руч. Балбаншор. Здесь же, в количестве 0,02 %, отмечен мышьяк. Высокими содержаниями ΣTR и Y (555–1 304 г/т) обладают красноцветные и темно-серые метариолиты и их кластолавы верхнемолюдвожской подсвиты, обнажающиеся в истоках р. Мал. Бадьяю [49]. Предполагается, что такие высокие концентрации вызваны ортитом, который в виде аксессуарного минерала присутствует в данных породах.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

На исследованной площади представляет наибольший практический интерес; известны коренные и россыпные месторождения, рудопоявления и многочисленные пункты минерализации. Среди коренных объектов выделяются золото-сульфидно-кварцевый и золотополиметаллический рудноформационные типы; наиболее распространен первый из них. К нему относятся малые месторождения Сосновое (Ш-1-35), Воргавож (Ш-1-13), Тэлаиз (Ш-1-26), рудопоявления Качаиз (Ш-1-29), Сосновое Северное (Ш-1-34) Кедровое (Ш-1-30), Сосновое Южное (Ш-1-42), Пальникшор (Ш-1-44), Седловинное (Ш-1-45), Правобережное (Ш-1-47), Тэрнэсашор (Ш-1-49), Тынагота (Ш-1-1), Челкуншор I и II (Ш-1-2, 6) и серия пунктов минерализации гидротермального генезиса, а также проявление Медвежье (I-4-24) метаморфо-метасоматического происхождения.

Объекты гидротермального типа располагаются в пределах Хальмерьинского золоторудного узла. Рудовмещающие породы представлены, главным образом, метаморфизованными и метасоматически измененными риолитами верхнесаблегорской подсвиты, реже образованиями няртинской, маньхобеинской, мороинской, молюдвожской свит и верхнепогурейской подсвиты.

Месторождение Сосновое расположено в пределах полого залегающей (10–35°) тектонической пластины, сложенной вулканогенными (преимущественно кислого состава) и вулканогенно-осадочными образованиями и осложненной системой крутопадающих зон бластомилонитизации и трещиноватости северо-восточного простирания. На пересечении этих структур сформирован рудоносный блок столбообразной формы, полого (20–30°) погружающийся в северо-восточном направлении. Мощность рудовмещающей пачки колеблется от 60 до 100 м, протяженность – около 2 км. Околорудные изменения выражены в окварцевании, серицитизации, карбонатизации, иногда калишпатизации. Участки измененных пород развиты либо вдоль внутрипластовых срывов, либо в секущих зонах бластомилонитов. На месторождении разведано 18 рудных тел плитообразной и линзовидной формы сложного внутреннего строения, которые подразделяются на два морфологических типа. Первый – это круто падающие на северо-запад и субвертикальные, часто сложного строения, кварцевые жилы, прожилки или их серии; второй – субогласные с падением пород кварцевые жилы и тела метасоматитов. Размеры тел по простиранию колеблются от 12 до 70 м, по падению – от 7 до 32 м, при средней мощности 0,65–3,08 м.

Главные минералы руд: пирит, кварц, серицит и полевые шпаты. Основная продуктивная минеральная ассоциация – галенит-сфалерит-пиритовая. Общее количество сульфидов составляет 1–2 %, порой достигает 5–10 %. В рудах преобладает среднее и крупное самородное золото размером от сотых долей до 10 мм, пробность изменяется от 800 до 935; основные примеси – Ag, Cu и Pt [62, 61]. Распределение золота в руде крайне неравномерное. Наиболее высокие его концентрации отмечены в скоплениях и прожилках средне- и крупнозернистого пирита, а также на участках с развитием сульфидизированных жил или гнезд галенита и сфалерита, где количество золота в отдельных пробах может достигать сотен г/т. Средние содержания металла в рудных телах колеблются от 3,7 до 54,12 г/т [80, 84, 76]. Утвержденные ГКЗ запасы категории C_1 составляют 265,5 кг при среднем содержании Au 18,92 г/т; категории C_2 – 1 156,3 кг при среднем содержании – 9,97 г/т. Прошедшие апробацию в ЦНИГРИ прогнозные ресурсы категории P_1 – 5 т.

Месторождение Воргавож приурочено к основанию тектонической пластины, представляющему собой зону глыбового меланжа состоящего из сравнительно небольших блок-чешуй мощностью до десятков метров, протяженностью десятки, реже сотни метров. Пластины сложены интенсивно дислоцированными и метаморфизованными образованиями, в значительной

степени утратившими свои первичные структуры и минеральный состав.

На месторождении выявлено шесть минерализованных зон, представленных пластово-линзовидными полого залегающими телами метасоматически измененных бластомилонитов, расположенных на разных уровнях рудовмещающей толщи и развитых по породам основного и кислого состава. Установленная протяженность зон 120–440 м, мощность 3–18 м, по падению они прослежены до глубины 110–170 м. Зоны сопровождаются субсогласными со сланцеватостью пород сложноветвящимися кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и прожилками, содержат прожилково-вкрапленную минерализацию пирита, реже халькопирита, галенита, пирротина. По простиранию и падению минерализованные зоны имеют неоднородное, сложное строение. Участки, выполненные кварц-серицитовыми метасоматитами с пиритом и карбонатом, в тектонически ослабленных зонах сменяются жильно-прожилковым окварцеванием.

Основная масса золота в руде находится в свободном состоянии, незначительное количество – в сростании с сульфидами. Размеры выделений металла, в основном, 0,2–0,5 мм (не более 0,7 мм), присутствует и тонкое золото. Пробность колеблется от 830 до 900. Руды относятся к легкообогатимым. Запасы категории C_2 (утверждены в ТКЗ ХМАО) при среднем содержании 4,6 г/т, составляют 7 734,6 кг. Прогнозные ресурсы (авторские) категории P_1 для флангов и нижних горизонтов месторождения оценены в 5 771,8 кг [20, 76].

Месторождение Тэлаиз также локализовано в меланжевом основании подобной же тектонической пластины, где линзовидной формы блоки протяженностью до сотен метров, сложенные гнейсовидными метариолитами, разграничены меланократовыми и лейкократовыми сланцами (бластомилонитами), которые, в свою очередь, вмещают небольшие линзовидные тела кислых метавулканитов и метадолеритов.

Три минерализованные зоны месторождения приурочены к подошвам надвигов высокого порядка. Наиболее продуктивна минерализованная зона № 2, прослеженная по простиранию более, чем на 1,2 км, и до глубины 140 м. Мощность ее колеблется от 16 до 50 м, составляя в среднем 30 м; падение на восток под углами 30–40°. Рудовмещающими являются меланократовые сланцы, перекрытые метавулканитами кислого состава, которые, вероятно, служили экраном для рудоносных растворов. Метасоматические преобразования выражены в интенсивной серицитизации, карбонатизации, окварцевании и сульфидизации. В изученной части зоны установлено два рудоносных столбообразных тела штокверкового типа, окаймленных зонами с вкрапленностью магнетита. В целом, тела имеют северное склонение под углом 25–30°. Их строение определяют два направления трещин с кварцево-жильным и кварцево-прожилковым выполнением. Это пологие, субсогласные со сланцеватостью или кососекущие, трещины отрыва, образующие системы лестничных жил, погружающихся на восток под углами 25–35° и более крутые (50–70°) трещины, падающие на юго-восток. Контуры рудоносных блоков нечеткие, интенсивность жильно-прожилкового окварцевания затухает постепенно. К золотоносным образованиям относятся как непосредственно кварц-карбонатные жилы, линзы и прожилки с крайне неравномерным распределением сульфидов, так и призальбандовые части кварцевых жил (меланократовые сланцы и серицитолиты) с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Причем те жилы, где сульфиды отсутствуют, не золотоносны. Сульфиды, в основном, представлены пиритом. Нерудные минералы – карбонатом, эпидотом, хлоритом и актинолитом. Золоторудная минерализация локализована исключительно в меланократовых сланцах. Зоны трещиноватости, выходящие за пределы сланцевой толщи в экранирующие кислые метавулканиты, безрудны. Кроме штокверков присутствуют ориентированные по сланцеватости линзовидные золоторудные тела с жильно-прожилковой кварц-карбонат-сульфидной и прожилково-вкрапленной сульфидной (также существенно пиритовой) минерализацией, залегающие конформно по отношению ко всей минерализованной зоне.

Концентрации Au изменяются от 0,3 до 63,9 г/т, в среднем составляя 6,4–9,2 г/т. Самородное золото большей частью связано с крупнокристаллическим пиритом. Размеры золотин колеблются от 0,001 до 0,5 мм, редко достигая 3,0 мм; пробность – от 928 до 985. Основными примесями являются Ag и Cu; очень редко и в незначительном количестве, отмечены Pt и Hg [76]. Запасы категории C_2 , при среднем содержании металла 8,1 г/т, составляют 2 433 кг. Для нижних горизонтов подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_1 – 2 083 кг. Запасы и ресурсы утверждены в ТКЗ ХМАО – Югры.

Среди небольших золоторудных объектов выделяется *рудопроявление Пальнишор* как наиболее известное, крупное и в достаточной степени изученное. Его структурное положение и геологическое строение в целом подобны охарактеризованным выше месторождениям. Рудные тела на проявлении представлены системой лестничных кварцевых жил северо-западного простирания. Общая длина кварцево-жильной зоны около 3,5 км, ширина – 0,5–0,6 км. В ее пределах собственно золотоносные кварцевые жилы группируются в полосе шириной около 100 м и

протяженностью 600 м, согласно с простираем рудоконтролирующей фронтальной части надвига. Длина отдельных жил достигает 100 м, мощность – от первых сантиметров до 3 м; располагаются они субпараллельно на расстоянии 2–50 м одна от другой. Отмечаются частые раздувы, пережимы, расщепления жил, вплоть до систем ветвящихся прожилков. Относительно залегания вмещающих пород выделяются согласные, кососекущие (диагональные) и поперечносекущие жилы.

Согласные жилы развиты незначительно, сложены молочно-белым крупнозернистым сливным кварцем, в котором в небольшом количестве присутствует хлорит, кальцит, полевые шпаты, пирит и лимонит. Содержания Au не превышают 0,2–0,5 г/т. Кососекущие жилы являются основным золотоносным типом. Выполняют падающие на северо-запад под углом 65–85° склоновые трещины северо-восточного простираения. Длина некоторых из них достигает 70 м без признаков выклинивания, но при этом они практически не выходят за пределы «лестничной системы». Сложены серым или белым с серым оттенком крупнокристаллическим кварцем с друзовидными выделениями мелких кристаллов горного хрусталя, присутствуют хлорит и мусковит. Боковые породы интенсивно хлоритизированы и серицитизированы на мощность 0,1–3,0 м. Главные рудные минералы – пирит, галенит, пирротин, рутил и магнетит. Второстепенные – халькопирит, сфалерит, ильменит, циркон, гематит, халькозин и ковеллин; их общее количество не превышает 1%. Из вторичных минералов широко развит лимонит. Самородное золото в жилах обычно локализуется у их контактов с вмещающими породами. Распределено крайне неравномерно и находится в прямой зависимости от количества сульфидов, особенно галенита и халькопирита. Концентрации Au колеблются от долей г/т до 204–463 г/т, присутствует Ag, содержание которого достигает первых десятков г/т. Плотность (густота) жил, содержание золота и его пробность увеличиваются с глубиной. Основное количество металла относится к классу среднего и крупного; преобладают зерна крупнее 1 мм, встречаются мелкие самородки. Пробность 867–975. Строение и состав поперечносекущих жил практически полностью соответствуют характеристикам кососекущих; единственным отличием является их повышенная хрусталеносность. Прогнозные ресурсы Au категории P₂ (авторские) составляют 11,0 т [53, 54]. Из-за крайне неравномерного распределения и в целом низких содержаний золота, рудопроявление Пальникшор признано неперспективным. [33, 80, 34].

Остальные рудопроявления Хальмерьянского рудного узла обладают сходными структурными позициями, деталями строения жил, околорудными метасоматическими изменениями и минеральным составом. Их краткая характеристика приведена в приложении 6.

Несколько иначе выглядит *рудопроявление Медвежье*. В его строении участвуют амфибол-сланцевые гнейсы, амфиболиты, глаукофановые и актинолит-мусковитовые сланцы верхне-неркаюской подбиты. Оруденение связано с разломом северо-восточного простираения. На участке выделены две, кулисообразные минерализованные зоны, приуроченные к контактам гнейсов с глаукофановыми сланцами и амфиболитами и ориентированные вдоль оперяющих разрывное нарушение зон рассланцевания, согласно залеганию окружающих пород. Вмещающие оруденение породы интенсивно серицитизированы, окварцованы (вплоть до вторичных кварцитов), карбонатизированы. Первая зона прослежена на расстояние 1 км и состоит из двух полос, расположенных в 40–70 м одна от другой. Рассеянная прожилково-вкрапленная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Мощность минерализованных прослоев 0,2–6 м. Содержания Cu и Pb не превышают 0,1%, Zn – 0,3%, Au – 0,4 г/т, Ag – 2,8 г/т. Здесь же горными выработками вскрыта линза окварцованных доломитов с рассеянной тонкой вкрапленностью сульфидов и с содержаниями Au 2–10 г/т. Мощность линзы около 7 м, по простираению (в развалах) она прослежена на 200 м. Вторая зона мощностью 50–200 м установлена в юго-восточной части проявления, по простираению прослежена на 2 км. Характеризуется аналогичной сульфидной минерализацией, но проявленной более интенсивно. Содержания полезных компонентов: Cu, Pb и Zn от 0,001 до 0,1%, Au до 1,1 г/т, Ag до 4 г/т.

Пункты минерализации золото-сульфидно-кварцевого рудноформационного типа (II-1-31; III-1-5, 8, 12, 15, 18, 28, 32, 43) связаны с зонами рассланцевания, вторичными кварцитами, кварцевыми или кварц-карбонатными жилами и прожилками с сульфидной, преимущественно пиритовой, минерализацией. Содержания Au колеблются от 0,2 до 15,2 г/т, Ag – от 1,2 до 3,0 г/т. В ПМ III-1-43 помимо высоких концентраций Au (15,2 г/т) зафиксированы Pb и Zn соответственно 9,25 и 2,66%.

Оруденение золотополиметаллического типа представлено проявлениями Тыкотловское (I-2-3), Кустосьиз (IV-1-6) пунктами минерализации II-1-1, 6, 7, 8, 11; II-2-2; III-1-52; IV-1-1, 3, 4, 8, 9, 12, 13 гидротермального генезиса.

Тыкотловское рудопроявление размещается на контакте кислых метаэффузивов и сланцев погурейской свиты (восточный тип разреза), контролируется субмеридиональной зоной ло-

кального надвига и серией мелких секущих и оперяющих ее разрывных нарушений северо-восточного, субширотного и меридионального простирания. Надвиг трассируется интенсивно брекчированными породами, милонитами, тектоническими линзовидными блоками мраморизованных известняков и апопикритовых серпентинитов, мощной гидротермально-метасоматической проработкой пород, в том числе вторичными кварцитами, и сульфидизацией. На проявлении выделены две минерализованные зоны. Первая, золотополиметаллическая, локализуется как в метасоматически измененных метариолитах и сланцах, так и в тектонических линзах мраморизованных известняков с фауной девона. Мощность зоны 15 м, протяженность вдоль надвига – 400 м. Главные рудные минералы представлены рассеянной, неравномерно распределенной, прожилковой вкрапленностью галенита, халькопирита, сфалерита и пирита, редко теннантита и ковеллина. Встречаются массивные халькопирит-сфалерит-галенитовые руды. Минерализация сопровождается многочисленными кварцевыми жилами и прожилками. Содержания Cu – 0,06–1,68 %, Zn – 0,06–7,9 %, Pb – 0,08–11,8 %, Ag – 0,7–441,5 г/т, Au – до 17,7 г/т; присутствуют Hg, Sb и Li. Вторая зона локализована в интенсивно трещиноватых, рассланцованных метариолитах и контролируется оперяющим надвиг разрывом меридионального простирания. Сульфиды представлены неравномерно рассеянной и гнездово-прожилковой вкрапленностью пирита, присутствуют галенит и сфалерит. Минерализация приурочена к плоскостям расланцевания и трещинам различной ориентировки, образуя сложный сетчатый рисунок подобный штокверковому оруденению. Протяженность зоны 600 м при мощности 9 м [91]. Содержания Au достигают 8,2 г/т, Ag – 45,5 г/т, Pb – 0,1 %, Zn – 0,02 %, Cu – 0,06 %. В ходе работ по ГМК-200, сульфидная минерализация фрагментарно прослежена вдоль зоны надвига в северо-восточном направлении на расстояние около 4 км. Уже за северной рамкой листа в пиритизированной кварцево-жильной зоне зафиксированы концентрации Pb и Cu – 1 %, Zn – 0,5 %, Cd – 0,005 %, Au – 0,018 г/т. Мощность зоны 1,5–5 м, по простиранию она не прослеживалась.

Рудопроявление Кустосыз локализовано в породах погурейской свиты (восточный тип разреза), прорванных дайками риолитов пожемского и габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплексов. Тектонический контроль осуществляется зоной надвига северо-восточного простирания. Оруденение, главным образом, приурочено к телам метариолитов, метасоматически измененным до мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев; мощность зон проработки колеблется от 1,5 до 16 м. Рудная минерализация представлена тонкой рассеянной вкрапленностью пирита, встречаются халькопирит, редко галенит и флюорит. Концентрации Au от 0,06 до 1,0 г/т, Ag – от 0,1 до 2,0 г/т, Cu и Zn – достигают 0,4 %, присутствует Cr в количестве 0,03 %. Пирит наблюдается и во вмещающих метариолиты аповулканогенных сланцах альбит-актинолит-хлорит-эпидотового состава. В них также зафиксированы повышенные содержания, Au, Cu и Ag, достигающие соответственно 0,125 г/т, 1,0 % и 20 г/т.

В пунктах минерализации концентрации Au изменяются от 0,1 до 1 г/т, Ag – от 0,1 до 5,8 г/т, Cu – не превышают 0,07 %, Pb – 0,01 %. Наиболее характерными из них являются пункты П-1-8 и 11. Последний расположен в надвиговой зоне, на контакте терригенных образований и эффузивов кислого состава погурейской свиты. Породы брекчированы, содержат большое количество будин кварца, линзовидных кварцевых прожилков и маломощных жил, зачастую изменены до вторичных кварцитов. Сульфидная минерализация размещается в зальбандах кварцевых гидротермалитов и во вторичных кварцитах; представлена, главным образом, пиритом. Содержание Au – 0,003–6,21 г/т, Cr – 0,05 %, Pb – 0,03 %, Zn – 0,07 %, Mo – 0,001 %. ПМ П-1-8 также приурочен к зоне надвига, сульфиды здесь локализуются в интенсивно ожелезненных, окварцованных и измененных до вторичных кварцитов сланцах погурейской свиты. Пирит в виде рассеянной, послонной и гнездовой вкрапленности располагается преимущественно, в замковых частях мелких складок. Содержания Au во вторичных кварцитах достигают 6,84 г/т; присутствуют Cr – 0,07 %, Mo – 0,001 %, La – 0,03 %.

Повышенные концентрации золота (0,5–1,54 г/т) установлены и в серпентинизированных дунитах райизско-войкарского (ПМ IV-2-13) и кэршорского (ПМ III-4-3, 11, 15, 17) комплексов. Совместно с Au (1,19 и 0,5 г/т) в ПМ III-4-17 и IV-2-13 присутствует Ir (0,0069 г/т) и Ru (0,0069–0,016 г/т). В связи с этим следует отметить, что в пределах Синотвожского массива дуниты райизско-войкарского комплекса с хромитовым оруденением обладают иридий-осмий-рутениевой специализацией (г/т): Ir – 0,0025–0,09; Os – 0,0086–0,069; Ru – 0,007–0,16 [83, 52]. Генетический тип золотой минерализации определен как магматический.

Проблематичным является ПМ золота I-2-4, приуроченный к пикритам и габбро-долеритам орангьюганско-лемвинского комплекса. Здесь минералогическим анализом в протолочной пробе, отобранной из эндоконтактной части дайки пикритов, в ассоциации с галенитом обнаружено золото. Его количество в пересчете на весовые единицы составило 30 г/т. Нейтронно-

активационным анализом в пикритах и долеритах выявлены концентрации Ir, Rh, Pd, Au, достигающие соответственно (г/т): 4,6; 0,131; 0,024; 0,4. Однако, контрольные анализы не подтвердили столь высоких содержаний МПГ и Au. Так, максимальное количество Ir составило всего лишь 0,005 г/т. Благородные металлы не были обнаружены и при повторном опробовании данного участка. По мнению В. А. Нефедова [66], присутствующая в породах орангьюганско-лемвинского комплекса золотая минерализация имеет наложенный характер. Ее возникновение, вероятно, обусловлено гидротермальными процессами, проявленными в эпоху позднепалеозойской коллизии. Платиноиды, по-видимому, связаны непосредственно с пикритами и имеют магматическое происхождение. Наличие мельчайших зерен (1–2 мкм) МПГ в этих же породах зафиксировано на территории смежного с севера листа Q-41-XX [90].

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

На площади листа выявлено 11 малых россыпных месторождений золота, входящих в два золотороссыпных района: Кожимский и Ляпинский. В северо-западной части площади располагается фрагмент первого из них, представленный Верхнекожимским золотороссыпным узлом, в пределах которого сосредоточены малые россыпные месторождения: Бадья-Шор (I-1-1), Хрустальный (I-1-7), Селэмью (I-1-13), Яротаю (I-1-15) и Гранатовый (I-1-18).

Наиболее крупным объектом Верхнекожимского узла является *россыпь Хрустальный*, расположенная в долине р. Кожым. Месторождение включает в себя серию отдельных участков: Хрустальный I - русло, Хрустальный I и Хрустальный. На площади листа размещается долинная россыпь участка Хрустальный, представляющая собой ряд продуктивных отрезков, разделенных непромышленными интервалами. Ширина россыпи изменяется от 20 до 400 м. Строевание ее очень сложное, характеризуется изменчивой мощностью тел и неравномерным распределением золота. Продуктивные пласты сложены песчано-гравийно-галечным материалом. В нижней и средней частях участка золотоносный пласт приурочен к приплотиковой части разреза. Наиболее богатой является верхняя часть россыпи: на этом отрезке месторождения выделено два продуктивных пласта. Верхний является подвесным, нижний залегает преимущественно на коренных породах. В целом по россыпи средняя мощность песков составляет 2,5 м, торфов – 3,4 м, а средние содержания золота колеблются от 302 до 1 241 мг/м³. Запасы оценены по категории С₁ и составляют 851 кг [32].

Из остальных объектов Верхнекожимского россыпного узла следует отметить лентообразную *россыпь Бадья-Шор*, расположенную в Кожым-Лемвинском междуречье, в пределах палеодолины, выполненной толщей ледниковых, озерно-ледниковых и аллювиально-озерных образований. Россыпь, сформированная при перемыке слабозолотоносных осадков палеодолины, установлена в современных флювиальных и склоновых отложениях. Ее протяженность 2,8 км, ширина 40–160 м. Пласт повсеместно подвесной; мощность песков колеблется от 0,8 до 6,0 м (в среднем 1,9 м). Средняя мощность торфов – 4,2 м. Распределение металла в россыпи неравномерное: от 160 до 700 мг/м³, в отдельных пробах достигает 1 000 мг/м³; среднее содержание – 296 мг/м³. Запасы категории С₁ составляют 116,5 кг. Золото относится к классу мелко- и среднего. Представлено тонкопластинчатыми, чешуйчатыми зернами с округленными и полого-извилистыми очертаниями, окатанность хорошая, средняя пробность – 929 [55].

В настоящее время все россыпи Верхнекожимского узла законсервированы, так как расположены на территории национального парка Югыд-Ва.

В районе среднего течения р. Хальмерью размещается ряд малых россыпей золота: Мал. Тынагота (III-1-24), Среднехальмерьинская (III-1-36), Ошкашор (III-1-39), Безымянный II (III-1-37), Безымянный I (III-1-41) и Пальникшор (III-1-40); все они входят в состав Хальмерьинского узла Ляпинского золотороссыпного района.

Наиболее значимым из них объектом является *Среднехальмерьинская россыпь*, представленная двумя пластами общей протяженностью 2,6 км при ширине 20–132 м. Глубокозалегающий нижний пласт сложен аллювиальными образованиями плиоценового возраста и залегает на коренных породах. Мощность торфов колеблется в пределах 5,7–30,6 м (в среднем 12,8 м), мощность песков изменяется от 0,9 до 5,2 м. Среднее содержание золота 1 070 мг/м³, запасы пласта категории С₁ равны 817,5 кг. Верхний пласт, мощностью 0,8–4,7 м, залегает на ложном плотике, местами в плане совпадая с нижним пластом. Плотик выполнен пойменной фацией: галечниками с валунами; мощность торфов 1,3–5,6 м. Балансовые запасы категории С₁ составляют 512,8 кг при среднем содержании золота 309 мг/м³. Суммарные запасы россыпи категории С₁ (по состоянию на 01.01.2005 г.) при среднем содержании металла 549 мг/м³ оценены в 1 330 кг, по категории С₂ – 3 кг. Золото комковидной и таблитчатой формы, крупное: классы +1 мм составляют 60 %, класс +0,5 см – 20 %. Окатанность зерен хорошая и средняя. Пробность

колеблется в пределах 878–962 [62, 65, 30]. Среднехальмерьинская россыпь не отрабатывалась и в настоящее время законсервирована.

Россыпь Ошкашор [62, 29] расположена в долине одноименного ручья, правого притока р. Хальмерью. Промышленная золотоносность приурочена к нижней приплотиковой части разреза аллювиальных образований русла и поймы (галечные валунники со щебнем и глыбами, с гравийно-песчаным заполнителем). Длина разведанной промышленной части россыпи – 1,8 км, средняя ширина 40 м; средняя мощность промышленного пласта 1,2 м, торфов – 2,4 м. В продольном разрезе россыпь лентообразная, узкоструйчатая, с выдержанной мощностью продуктивного пласта. Среднее содержание золота по отдельным пробам в пределах промышленного контура варьирует от первых десятков мг/м³ до 4 923 мг/м³. Металл россыпи крупный, на класс +1 мм приходится 84,8 %, причем 35,1 % составляют мелкие самородки (4–5 мм в поперечнике). Средняя пробность – 860. Россыпь почти полностью отработана и законсервирована. Первоначальные балансовые запасы категории С₁ составляли 62,2 кг золота при среднем содержании 773 мг/м³; по состоянию на 01.01.2005 г. – 13 кг по категории С₁, при среднем содержании золота 394 мг/м³.

Долинно-русловые *россыпи Безымянный I и Безымянный II* [62, 29] характеризуются одинаковым строением. Приурочены к нижней части аллювиальных образований и верхней части разрушенных коренных пород. Россыпь Безымянный II имеет следующие параметры: протяженность 1 000 м, ширина промышленного контура от 10 до 80 м, мощность песков 0,5–4,0 м, мощность торфов 1,0–5,0 м. Содержание золота по отдельным пробам достигает 4 141 мг/м³, в среднем по объекту – 794 мг/м³. Россыпь отработана; балансовые запасы категории С₁ составляли 27,4 кг. В россыпи Безымянный I при общей протяженности около 800 м и ширине 30–40 м наблюдается разрыв промышленного контура протяженностью 700 м. Мощность песков составляет 0,5–2,2 м, в среднем – 1,4 м; мощность торфов колеблется от 1,0 до 2,5 м. Среднее содержание металла – 1 000 мг/м³. По гранулометрическому составу золото в обеих россыпях крупное (фракции +1 мм составляют 70–80 %). Золотины представлены табличками, их окатанность слабая, часто встречаются сростки с кварцем; средняя пробность 880. По состоянию на 01.01.2005 г. (россыпь не отрабатывалась) балансовые запасы категории С₁ составили 15 кг со средним содержанием 577 мг/м³.

Краткая характеристика остальных россыпей приведена в приложении 7.

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

Самостоятельного значения этот вид полезного ископаемого не имеет. В небольшом количестве, совместно с золотом, платиноиды зафиксированы в несущих хромитовую минерализацию дунитах райизско-войкарского (ПМ IV-2-13) и кэршорского комплексов (ПМ III-4-17), а также в пикритах орангьюганско-лемвинского комплекса – ПМ I-2-4 (объекты рассмотрены в подразделе «Золото»).

СЕРЕБРО

Известен один пункт минерализации серебра (I-1-11) гидротермального генезиса. В элювиально-делювиальных свалах гранитоидов лемвинского комплекса, интенсивно окварцованных и участками катаклазированных, установлены концентрации Ag, достигающие 20 г/т. Вероятно, сопутствует урановой минерализации.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

На площади листа известны четыре проявления урана гидротермального генезиса. В их локализации отчетливо проявилась решающая роль тектонических нарушений. Аналогично золотому оруденению, главными рудоконтролирующими структурами являются зоны надвигов близмеридионального простирания, а рудолокализирующие структуры представлены секущими эти зоны разрывными нарушениями различной ориентировки и амплитуды.

Малобадыньское рудопроявление (I-1-4) локализовано в измененных (окварцевание, серицитизация) аркозовых гравелитах нижнепогурейской подсветы, в зоне тектонического контакта с гранитами лемвинского комплекса. Урановая минерализация приурочена к системе сближенных тектонических трещин северо-северо-восточного простирания, оперяющих разрывное нарушение субширотной ориентировки. Зона оруденения представляет собой ряд тонких минера-

лизованных трещин и мелких линз с вторичной урановой минерализацией, пиритом, халькопиритом, магнетитом, гематитом и галенитом. По простиранию прослежена на 3,5 м при мощности 0,2 м. Концентрации U достигают 0,014 %, Th – 0,001 %, Pb – 0,05 %, Cu – 0,01 %, Mo – 0,001 %. По единичным сколовым пробам содержание Ag достигает 20–30 г/т. В 300 м северо-восточнее проявления в гидротермально измененных милонитизированных гравелитах и песчаниках нижнепогурейской свиты выявлена зона субмеридионального простирания с ториевой минерализацией. Содержания Th – 0,006–0,034 %, U – 0,0008–0,003 %.

Рудопоявление Седая (II-1-15) приурочено к вторичным кварцитам, развитым по туфам и туфолавам риолитов верхнесаблегорской подсвиты на участке пересечения зоны надвига зоной трещиноватости северо-восточной ориентировки. Вторичные кварциты обильно пропитаны флюоритом, мелкой вкрапленностью пирита и пронизаны многочисленными прожилками дымчатого кварца. Повышенные концентрации U (0,0008–0,0256 %) и Th (0,008–0,009 %) установлены в зоне северо-восточного простирания протяженностью 400 м при ширине 10–15 м. Содержания попутных компонентов достигают следующих величин: Pb – 0,5 %; Mo – 0,01 %; Cu – 0,5 %; Zn – 0,02 %; Sn – 0,002 %; Ba – 1 %; As – 0,05 %; Zr – 0,1 %; Ag – 10 г/т.

Тынаготское рудопоявление (II-1-22) приурочено к основанию надвиговой пластины, осложненной серией мелких разрывов субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Минерализация локализуется исключительно в метасоматически переработанных (окварцованных, мусковитизированных и альбитизированных) аркозовых метавулканитах нижнепогурейской подсвиты, в непосредственной близости от тектонического контакта с гранитами второй фазы лемвинского комплекса. По изолинии 100 мкР/ч на проявлении выделено три рудных тела жилкообразной и линзовидной формы, длиной 10–80 м, мощностью 0,5–2,5 м. Два из них имеют северо-восточную ориентировку, одно – северо-западную. Вторичная урановая минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленного характера представлена чернями, отенитом и торбернитом. Присутствуют галенит, халькопирит, медная зелень, молибденит, вюрцит, гематит, магнетит, пирит, флюорит и лимонит. Средневзвешенные содержания U в зонах составляют 0,04–0,05 %, максимальные (на мощность 0,3 м) – 0,108 %. Концентрации попутных компонентов достигают (%): Pb – 0,27; Cu – 0,15; Be – 0,01; Y – 0,1; Ba – 0,07; Mo – 0,03; Th – 0,0038.

Рудопоявление Усть-Варук (II-1-20) характеризуется комплексной, уран-торий-редкометалльной минерализацией. Располагается в зоне крупного надвига на контакте гранитов лемвинского комплекса и аркозовых песчаников нижней подсвиты погурейской свиты. В гранитах вдоль тектонического контакта выявлена зона окварцевания, мусковитизации, микроклинизации и гематитизации, мощностью 1,3–1,8 м с радиоактивностью 100–900 мкР/ч, прослеженная по простиранию на 1,1 км. Рудные минералы представлены ураноторитом, цирконом, ортитом и монацитом; присутствуют гематит, магнетит, ильменит, лейкоксен, фергусонит, ксенотим, пирит, молибденит, касситерит. Содержание U достигают 0,038 %, Th – 0,076 %, Σ TR – 0,29 %, Ta₂O₅ – 0,017 %, Nb₂O₅ – 0,11 %.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа представлены объектами оптических материалов, химического сырья, абразивных материалов, горнотехнического сырья и драгоценных камней.

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

ГОРНЫЙ ХРУСТАЛЬ

На изученной площади присутствуют четыре пункта минерализации и одно рудопоявление горного хрусталя. Все они относятся к гидротермальному типу хрусталеносной кварцевожильной формации. *Проявление Капнишор* (II-1-25) представлено хрусталеносными кварцевыми жилами и минерализованными трещинами, залегающими в сланцах мороинской свиты и в риолитах верхнесаблегорской подсвиты. Размеры полостей, в основном, колеблются от 3 до 7 м по простиранию и от 0,5 до 1,5 м по падению при мощности 0,3–1,2 м. Кристаллы кварца преимущественно дымчатого цвета, достигают 50 см в длину и 30 см в поперечнике. С поверхности проявление в значительной степени отработано, дальнейшие его перспективы невысоки. Пункты минерализации (I-1-10, 16, 21; II-1-12) промышленного интереса не представляют.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

Представлен двумя пунктами минерализации и двумя шлиховыми потоками. В пунктах П-1-19 и Ш-2-7 вкрапленность флюорита приурочена к измененным гранитам лемвинского комплекса и, вероятно, сопутствует урановому оруденению. Шлиховые потоки с редкими знаками флюорита выявлены на р. Бол. Тыкотлова (I-2-1) и руч. Амбар-Шор (I-3-8). В первом случае источником сноса может являться сульфидная минерализация, подобная золотополиметаллическому оруденению Тыкотловского рудопроявления. Источник сноса второго потока не установлен.

БАРИТ

На территории листа располагаются один пункт минерализации, три шлиховых потока барита и три геохимических ореола бария. Пункт I-1-8 расположен в сланцах верхнепогурейской подсвиты. Здесь субсогласно слоистости развиты линзовидные тела баритов мощностью 0,1–0,3 м. Общая мощность минерализованной зоны 0,7–1,0 м; содержание Ba >1 %, Sr >0,1 %. Предполагается, что оруденение имеет гидротермально-осадочное происхождение и относится к баритовой терригенно-карбонатной стратиформной рудной формации. По-видимому, такой же минерализацией обусловлены немасштабные геохимические ореолы рассеяния I-1-14, 19 с концентрациями бария 0,3 %, локализованные в рыхлых образованиях над породами погурейской свиты. Не исключается, что аномалии могут сопровождать колчеданное оруденение или минерализацию золотополиметаллического типа, подобную наблюдаемой на Тыкотловском проявлении (в минерализованных зонах Тыкотловского участка отмечены повышенные содержания Ba, достигающие 0,2 %).

В шлиховых потоках I-3-1 и 2 барит представлен единичными зернами и только по правому притоку руч. Амбар-Шор (ШП I-4-6) его количество достигает десятков знаков. Водотоки дренируют породы погурейской и кокпельской свит. Наличие сростков барита с кварцем и карбонатом позволяет предполагать, что его источниками в шлихах являются барит-кварцевые жилы (подобная минерализация присутствует на площади соседнего листа Q-41-XX [73]) или «барит-карбонатные» зоны измененных пород, локализованные в различных частях этих свит.

Первичный геохимический ореол бария (Ш-2-4) охватывает площадь с развитием гранитов лемвинского комплекса и нижнемолдвожской подсвиты. Содержание Ba в контуре аномалии колеблется от 0,051 до 0,099 %. Его появление здесь, возможно, обусловлено урановой минерализацией.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГРАНАТ

Гранатсодержащие породы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты) весьма широко развиты в неркаюской свите. Состав гранатов пироп-гроссуляр-альмандиновый. Размеры кристаллов, в основном, 0,2–4 мм, редко 10–15 мм, в единичных случаях – до 5 см. Содержания колеблются от 1 до 25 % от объема породы, в амфиболитах могут достигать 30–60 % и даже 80 %. На КПИ показано лишь несколько, наиболее значимых, пунктов минерализации граната в амфиболитах среднеркаюской подсвиты (II-3-17; II-4-13; III-3-1; III-4-5). По данным предшественников, минерал легко обогащается и при дроблении породы до фракции 0,1–0,2 мм извлекается в «чистом» виде. Прогнозные ресурсы минерала категории P₃ оценены предшественниками в 10 млн т [72]. Отрицательными факторами, влияющими на качество сырья, являются небольшие размеры и повышенная трещиноватость зерен граната с развитием по трещинам тонкочешуйчатого биотитоподобного агрегата и хлорита (последний иногда полностью замещает гранат), а также присутствующие порой в кристаллах обильные включения эпидота, кварца, альбита, титанита и рутила размером 0,05–0,5 мм.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

Асбестовая минерализация гидротермального типа связана с породами основного и ультра-

основного состава; практического значения не имеет. В ПМ I-2-24 тремолит- и актинолит-асбест с длиной волокна от 0,5 до 80 мм приурочен к зоне интенсивной карбонатизации (кальцит), развитой в пикритах орангьюганско-лемвинского комплекса. Асбест образует в кальците как поперечно- и косоволокнистые, так и продольноволокнистые агрегаты. В коренном залегании минерализация не наблюдалась. Ширина высыпок не превышает 2 м, длина (вниз по склону) – 10 м. Пункт минерализации П-3-9 представляет собой серию зон дробления линзовидной формы с мелкими прожилками поперечноволоконистого актинолит-асбеста в долеритах орангьюганско-лемвинского комплекса. Ширина минерализованных участков не более 3 м, протяженность – первые метры. Всего в интервале 40–50 м выявлено три таких зоны. Кроме этого мало мощные (3–5 см) единичные прожилки поперечноволоконистого хризотил-асбеста достаточно часто встречаются в массивах ультраосновных пород райизско-войкарского комплекса.

МУСКОВИТ

В породах неркаюской свиты мелко-, микрочешуйчатый мусковит (фенгит), подобно гранату, является одним из породообразующих минералов поэтому на КПИ вынесено лишь несколько пунктов минерализации этой слюды. Наибольшее распространение мусковит получил в альбит-глаукофан-мусковитовых, глаукофан кварц-мусковитовых, кварц-глаукофан-альбит-мусковитовых (ПМ I-4-40; П-4-1), хлорит кварц-альбит-мусковитовых (П-4-2, 8 П-3-16) и хлорит-барруазит-мусковит-альбитовых (П-4-7; П-3-3) кристаллосланцах. В среднем сланцы содержат 15–31 % мусковита; максимальные концентрации достигают 60 %. Размеры листочков слюды колеблются от 0,05 до 2,5 мм.

Химический состав слюды из кристаллосланцев и плагиогнейсов следующий (%): SiO_2 – 49,44–53,72; Al_2O_3 – 23,79–26,73; Fe_2O_3 – 2,9–3,44; FeO – 1,3–1,66; MgO – 2,79–3,59; K_2O – 8,23–8,64 %; P_2O_5 – 0,01–0,04; $\text{S}_{\text{общ.}}$ – 0,02 [72]. Несмотря на повышенные содержания SiO_2 и таких вредных примесей как Fe_2O_3 и MgO (что характерно для фенгита), считать мусковит пород неркаюской свиты непригодным к использованию в промышленности преждевременно, поскольку эти показатели не вполне достоверно отражают его истинные характеристики (результаты анализа всего трех проб). Специализированных поисковых работ на этот вид сырья на площади не проводилось.

ВЕРМИКУЛИТ

Единственный пункт минерализации вермикулита гидротермального типа (I-4-21) располагается в поле развития образований войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов. Минерализация локализована в серпентинитах райизско-войкарского комплекса, в зоне тектонического контакта с углеродсодержащими кварцитами. Представляет собой линзообразную зону, сложенную слюдисто (вермикулит)-тальк-глинистой массой с обломками рассланцованных и оталькованных существенно актинолитовых пород и тальцитов с чешуйками вермикулита. В виде элювиально-делювиального шлейфа эти образования прослеживаются вдоль контакта с углеродсодержащими кварцитами на 60 м. Ширина шлейфа в его широкой части составляет 34 м, на выклинивании зоны сужается до 2 м. Размер чешуек вермикулита преимущественно 1–2 см, редко достигают 5–6 см. В краевой части зоны в коренном залегании наблюдалась следующая зональность: серпентиниты – оталькованные серпентиниты – актинолититы; последние на коротком интервале (первые сантиметры) сменяются породами тальк-актинолитового состава, затем талькитами с жилами вермикулита. Мощность жил 15–20 см, протяженность не установлена из-за крупноглыбовых свалов серпентинитов. Углеродсодержащие кварциты на контакте с зоной оталькования рассланцованы, серицитизированы и ожелезнены. Промышленного интереса минерализация не представляет. Возможно, основным полезным ископаемым здесь является тальк, а присутствие вермикулита следует рассматривать как проявление зональности в теле тальцитов.

ТАЛЬК

Пункты минерализации талька I-4-14 и 23 расположены в образованиях войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов. Приурочены к тектоническим контактам серпентинизированных гипербазитов райизско-войкарского комплекса с кварцитами, углеродсодержащими сланцами и сланцами кварц-мусковит-амфиболового состава. При этом оталькование, вероятно, развивалось по небольшим тектоническим линзам серпентинитов. В обоих случаях минерализация представлена жилообразными телами тальковых сланцев серого, светло-серого цвета с неявно выраженной полосчатостью. Полосчатость обусловлена чередованием (порой хаотич-

ным) светлых и более темных полосок мощностью 2–4 мм, сложенных соответственно тальки- том и тальковым камнем. Видимая мощность тальковых тел колеблется от 1,9 м (I-4-14) до 3,5 м (I-4-23). В ПМ I-4-23 тальковые образования фрагментарно прослежены в северо- восточном направлении на 60 м. Минерализация относится к гидротермальному генетическому типу, тальковой апогипербазитовой рудной формации. Ввиду незначительных параметров практического интереса не представляет.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

ДЕМАНТОИД

Рудопроявление демантоида Светлана (III-4-2) расположено в северной части Хулгинского габбро-гипербазитового массива. Минерализация приурочена к участкам пересечений субме- ридиональной зоны расланцевания крутопадающими разломами северо-западной ориентиров- ки. Зона расланцевания сложена аподунитовыми антигоритовыми серпентинитами райизско- войкарского комплекса. Демантоид встречается в мелких различно ориентированных трещинах среди серпентинитов; форма зерен округлая, размеры от 1 до 5 мм. Обычно это мелкие (1–3 мм) плотно сросшиеся между собой кристаллы, образующие сплошные корки на стенках трещин. Относительно крупные кристаллы, как правило, трещиноваты с поверхности; мелкие – чистые, прозрачные; прозрачны и центральные области наиболее крупных зерен. Цвет камня желтова- то-зеленый. В небольшом количестве наблюдаются трещины, выполненные глинисто- асбестовым материалом; на их стенках располагаются относительно чистые и прозрачные зерна демантоида ярко-зеленого цвета с изумрудным оттенком; величина зерен достигает 2–4 мм. Кроме того, гранат зафиксирован и в основной массе вмещающих пород, в виде округлых и вытянутых сростков или отдельных зерен. Группы минерализованных трещин объединяются в субпараллельные зоны северо-западного простирания. На проявлении зафиксированы две таких зоны протяженностью 30 и 80 м.

В пределах участка (на площади 150×200 м) выявлена элювиально-делювиальная россыпь обломков серпентинитов со щетками демантоидов. В аллювиальных образованиях руч. Мак- симка встречаются окатанные зерна и обломки кристаллов этого минерала, а также ярко- желтого и золотистого топазолита. Помимо этого, в антигоритовых серпентинитах, вмещаю- щих гранатовую минерализацию, присутствуют жилы благородного хризотилового серпенти- нита мощностью до 20 см, который может использоваться в качестве поделочного камня. Жилы формируют субмеридиональные зоны шириной до 10 м. На проявлении оценены авторские прогнозные ресурсы демантоида по категории P₁: в коренном залегании – 600 кг; в россыпях – 1 000 кг [58, 52, 18].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Общая картина распределения полезных ископаемых в пределах территории обусловлена сочетанием многоактных процессов как общегеологических, так и рудообразующих), сменявшихся друг друга в пространстве и времени.

ЭПОХИ, ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАГЕНЕЗА

Минерагенический облик изученной территории формировался в течение трех крупных эпох рудообразования, соответствующих байкальскому, каледоно–герцинскому и мезозойско–кайнозойскому тектономагматическим циклам.

В байкальской минерагенической эпохе выделяется три этапа: раннерифейский (предположительно континентально-рифтовый); средне-позднерифейский (платформенный, мелководно-шельфовый) и позднерифейско–среднекембрийский. С первыми двумя этапами на территории листа какие-либо полезные ископаемые не связаны, хотя можно предполагать, что накопленные в это время рудогенные компоненты (в частности Au, Ti) впоследствии, под влиянием зонального метаморфизма и активной тектонической деятельности, подвергались миграции и переотложению, участвуя в рудообразовании третьего этапа, а также каледоно–герцинского цикла.

Более продуктивным для байкальской эпохи являлся заключительный этап рудообразования. В его первую, позднерифейско–ранневендскую, стадию в условиях континентального рифта формировались базальт-риолитовые комплексы. Кислые вулканиты верхнесаблегорской и особенно верхнемолдвожской подсвит обладают редкоземельной геохимической специализацией. С нижнемолдвожскими базальтоидами связана железорудная минерализация. В свою очередь, кислые образования, вероятно, могли являться первоисточниками рудогенных элементов (первичными рудоносными формациями) для уранового оруденения. Орогенный магматизм второй (вендско–среднекембрийской) стадии завершился внедрением гранитоидных интрузий и умереннощелочных габброидов. Гранодиориты лемвинского комплекса являются рудогенерирующей и рудовмещающей формацией для молибденовой минерализации штокверкового типа, а граниты – для первичных скоплений урана и сопутствующих ему полезных компонентов (Pb, Mo, Ag). Кроме этого, гранитоиды лемвинского комплекса могли генерировать золоторудную минерализацию. С гранитами николайшорского комплекса как с рудогенерирующей формацией предположительно связывается возникновение незначительной по масштабам касситеритовой и, возможно, золотой, свинцовой и шеелитовой минерализации (высокие содержания шеелита в шлиховой пробе на Тэлашорском проявлении). В результате, проявленного в раннем кембрии зонального метаморфизма (в т. ч. эпидот-амфиболитовой фации), формируется гранатовая и мусковитовая минерализация, локализованная в породах неркаюнской свиты.

Каледоно–герцинской рудной эпохой внесен основной вклад в образование полезных ископаемых территории. Ее первый (позднекембрийско–девонский) этап подразделяется на ряд стадий. Позднекембрийско–раннеордовикская («континентально-рифтовая») стадия характеризуется проявлением вулканизма терригенной базальт-риолитовой (погурейская свита, восточный тип разреза) и базальтовой (кокпельская свита) рудоносных формаций. С ними связана убогая железорудная и медная минерализация гидротермального вулканогенного типа, принадлежащая к медно-серно-колчеданной рудной формации, а также пункты гидротермальной минерализации цинка и свинца, предположительно сопровождающей колчеданное оруденение (часть этих объектов представляет собой участки вторичной концентрации рудных элементов в зонах разрывных нарушений и надвигов). В терригенных породах верхнепогурейской подсвиты заключена стратиформная баритовая минерализация. С гипабиссальными риолитами пожемского комплекса предполагается парагенетическая связь первичных (впоследствии регенериро-

ванных) концентраций золота в образованиях погурейской свиты. Типичным примером такой связи является рудопроявление Дальнее, расположенное на листе Q-41-XXI [23]. К вероятным первоисточникам золота может быть следует относить груботерригенные образования нижнепогурейской подсвиты и нерасчлененной погурейской свиты, в виду того, что на территории смежного листа Q-41-XX в цементе базальных конгломератов погурейской свиты установлены повышенные концентрации данного металла, сформированные за счет перемыва рудных скоплений байкальской минерагенической эпохи. Считается, что в эту же стадию осуществлялось формирование, так и не обнаруженной, но предполагаемой на площади листа, стратиформной вольфрамовой минерализации осадочно-вулканогенного типа. На присутствие этого оруденения косвенно указывают многочисленные шлиховые потоки шеелита в аллювии водотоков дренирующих образования погурейской и кокпельской свит.

Минерагения следующей, среднеордовикско–раннесилурийской стадии обусловлена заключительной фазой раннепалеозойского «остаточного» рифтогенеза, проявленного в условиях уже формирующегося континентального склона и связана с внедрением тел габбро-долеритов и долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса, генерирующего медное, а также, вероятно, свинцовое и золотое оруденение. В условиях шельфа пассивной континентальной окраины формировались карбонатная грубепендишорская толща, вмещающая стратиформную свинцово-цинковую минерализацию и обладающая повышенным геохимическим фоном ванадия известняково-кремнисто-глинистая углеродсодержащая формация нижнемолюдшорской подсвиты. В «палеоокеаническом» секторе уралид происходит образование объектов хромитовой дунит-гарцбургитовой формации, связанных с дунитами райизско-войкарского комплекса рудогенерирующего, рудоносного и рудовмещающего, а несколько позже – оруденения хромитового мафит-ультрамафитового рудноформационного типа и титаномагнетитовой минерализации в связи с дунитами и габброидами кэршорского комплекса. Габброиды второй фазы последнего генерируют также и медное оруденение.

С заключительной (силурийско–раннедевонской) стадией первого этапа, а также вторым (девонско–среднекаменноугольным) этапом на площади листа какие-либо объектов минерального сырья не связаны.

Третий (среднекаменноугольно–триасовый, «коллизийный») этап каледоно–герцинской минерагенической эпохи является наиболее продуктивным. В этот период на территории листа в результате интенсивной тектонической деятельности и, как следствие, гидротермально-метасоматических процессов окончательно формируются полихронные и полигенные объекты золота и урана, сопутствующая им медная, полиметаллическая и флюоритовая минерализация (регенерация и переотложение минерального вещества возникшего в предыдущие этапы рудогенеза). Происходит образование кварцевых жил с рутилом и шеелитом, горного хрусталя, асбеста, вермикулита, талька, драгоценных камней (демантоидов). При этом кварцевые жилы и прожилки, несущие убогую вкрапленность шеелита, выявлены как в слабо метаморфизованных породах нижнепалеозойских погурейской и кокпельской свит, так и в метаморфических образованиях нижнерифейской (?) неркаюской свиты. Эту особенность можно объяснить или единой рудной специализацией гидротермальных растворов или сходной природой первичного субстрата данных стратонов, возможно, содержащего сингенетичные скопления шеелита. Рудоконтролирующими структурами для всех полезных ископаемых этапа служат зоны надвигов и крутопадающих разрывных нарушений различного ранга.

Мезозойско–кайнозойская эпоха рудообразования разделяется на два этапа: юрско-эоценовый и олигоцен–четвертичный. Для первого («платформенного») этапа характерно формирование кор выветривания. В настоящее время на площади листа установлены лишь небольшие фрагменты кобальт-никеленосных кор выветривания остаточного типа, развитых по дунитам райизско-войкарского комплекса. Со вторым («неорогеническим») этапом связаны многочисленные золотороссыпные объекты территории.

ЭЛЕМЕНТЫ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

К минерагеническому районированию площади применен комплексный подход, учитывающий историю геологического развития региона (геолого-исторический фактор), его тектоническое (тектонический фактор), а также структурно-формационное (структурно-фациальное) районирование и связи полезных ископаемых с геологическими рудоконтролирующими формациями (формационный фактор). Номенклатура и положение главных элементов районирования приняты в соответствии с актуализированной версией легенды Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200/2 (2009 г.).

Субрегиональные минерагенические подразделения, включающие в себя коренные (доолигоценные) объекты, представлены небольшими восточными фрагментами Кожимско-Висимской железо-медно-свинцоворудной и Ляпинской редкометалльно-вольфрамово-золоторудной хрусталеносной, а также южными частями Лемвинской баритоносной золото-марганцеворудной и Райизско-Войкарской железо-медно-хромоворудной минерагенических зон. Россыпи, установленные и прогнозируемые, располагаются в Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной и Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенических зонах.

Кожимско-Висимская минерагеническая зона (1 Pb,Cu,Fe/С-MZ) занимает небольшое пространство в северо-западной части листа и соответствует территории распространения каледоно-герцинских карбонатно-терригенных комплексов Бельско-Елецкой СФЗ, специализированных на стратиформное свинцово-цинковое оруденение.

Лемвинская минерагеническая зона (2 Mn,Au,ba/С-MZ) охватывает центральную часть территории листа, сложенную раннепалеозойскими существенно терригенными, кремнисто-терригенными, базальтоидными и гипабиссальными габброидными образованиями Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Минерагенический профиль этого подразделения также определяется рудными процессами, происходившими в каледоно-герцинскую эпоху. Небольшие по масштабам объекты (рудопроявления и пункты минерализации), расположенные в ее пределах, преимущественно, представлены медно-серно-колчеданной и золотополиметаллической формациями.

Ляпинская минерагеническая зона (3 $q_{п}$,Au,W,R/RF₁?-O;C₂-P), отвечает границам одноименной структурно-формационной зоны. В пределах листа соответствует северо-восточному замыканию Ляпинского антиклинория; сложена вещественными комплексами байкальского (рифейско-среднекембрийского) структурного этажа. Кроме этого, в контурах зоны располагается несколько тектонических структур Лемвинского аллохтона (Западный пакет пластин, Осеевско-Висяншорская блок-моноклиналь и Неркаюский блок) с комплексами пород байкальского и нижних подъярусов каледоно-герцинского структурных этажей. Магматические породы представлены гранитоидами лемвинского и николайшорского комплексов. Полихронные процессы рудообразования этой территории реализовывались в течение байкальской и каледоно-герцинской минерагенических эпох. Помимо золота (основное полезное ископаемое) зона характеризуется молибденовой и урановой минерализацией.

Райизско-Войкарская минерагеническая зона (4 Cr,Cu,Fe/O-C;MZ-P) на площади листа соответствует южному окончанию Войкарской СФЗ – Хулгинскому и Синотвожскому габбро-гипербазитовым массивам, а также разделяющему их тектоническому блоку, сложенному девонскими вулканогенными и осадочными породами. В ее контурах также присутствуют, расположенные в зоне ГУНа, образования войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов. Минерагению таксона определяют каледоно-герцинская (Fe, Cr, V, Au, драгоценные камни) и мезозойско-кайнозойская (Co, Ni) эпохи рудообразования.

Россыпные объекты листа, сформированные в заключительную стадию мезозойско-кайнозойской рудной эпохи, локализованы в рудоносных и рудовмещающих отложениях плиоцен-четвертичного возраста и располагаются в **Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной** (5 Au,di/P₃-Q) и **Восточно-Уральской платино-золотороссыпной** (6 Au,Pt/P₃-Q) **минерагенических зонах**. Границей таксонов является линия Главного Уральского водораздела. Западно-Уральская зона в геоморфологическом плане отвечает приводораздельной части западного склона Уральского горного сооружения; Восточно-Уральская – охватывает восточный склон Урала и отделенный от него эрозионно-тектоническим уступом небольшой фрагмент денудационно-аккумулятивной равнины Зауралья.

Минерагенические подразделения следующего иерархического уровня немногочисленны и представлены на площади листа своими восточными частями, чаще – лишь небольшими фрагментами. Кожимско-Висимской МЗ принадлежит Косью-Кожимская цинково-медно-золотоносная зона (1.1 Au,Cu,Zn/С-O₃), Ляпинской МЗ – Торговско-Народинский молибденово-вольфрамово-золоторудный хрусталеносный район (3.1 $q_{п}$,Au,W,Mo), Западно-Уральской россыпной МЗ – Кожимский золотороссыпной район (5.1 Au), Восточно-Уральской россыпной МЗ – Ляпинский золотороссыпной район (6.1 Au/N₂-Q). Таксоны среднего ранга – рудные узлы, рудные зоны (как определившиеся, так и потенциальные) рассматриваются в следующем подразделе.

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ, ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА И ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛОЩАДИ

Ранее уже указывалось, что в настоящее время на территории листа единственным промыш-

ленно значимым видом полезного ископаемого является золото. Перспективными считаются хромитовое оруденение и силикатные никелевые руды, ванадиеносные углеродсодержащие метаморфизованные отложения Войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов, полиметаллическая стратиформная и титановая (рутиловая) минерализация. На площади листа располагается восточная часть крупного потенциального урановорудного района, выделенного специалистами ФГУП ВСЕГЕИ и УФ «Зеленогорскгеология» (специальные минерагенические исследования на уран). Основные перспективы этого подразделения связаны с объектами находящимися на сопредельной с запада территории, поэтому в рамках ГДП-200 листа Q-41-XXVI прогнозная оценка урановой минерализации не осуществлялась. Обращает на себя внимание мелкозернистый мусковит в образованиях неркаюской свиты и ярко выраженная редкоземельная специализация кислых эффузивов верхнемолдвожской подсвиты. Однако, вследствие недостаточной изученности мусковитовой и редкоземельной минерализации, оценить ее перспективы не представляется возможным. Нерешенным остался вопрос, касающийся так и не выявленного в ходе работ шеелитового оруденения стратиформного типа. Ввиду отсутствия достаточного количества прямых признаков рудоносности и, как следствие, достоверно определенного комплекса рудоконтролирующих факторов, стратиформное вольфрамовое оруденение также не участвует в прогнозах.

ХРОМ

Проведенные в 1976–1977 гг. в пределах Хулгинского и Синотвожского габбро-гипербазитовых массивов поисковые работы на хромиты дали отрицательный результат. Выявленное в процессе поисков хромитовое оруденение было признано непромышленным. Поэтому прогнозная оценка площади на этот вид сырья тогда не производилась [28]. Однако в последние годы получены новые данные, позволяющие по иному относиться к перспективам этой территории. Так, в результате тематических работ, проведенных ГУП «Сосьвапромгеология» [52], в дунитах Хулгинского массива, выявлено несколько рудных зон с повышенной хромитовой минерализацией, общей протяженностью около 20 км (междуречье рр. Бол. Нядокота – Бол. Хосая и р. Мал. Хосая – руч. Шомэсьель). Видимая мощность зон колеблется от первых метров до 100 м. Количество хромшпинелидов достигает 10 %, среднее содержание Cr_2O_3 – 5 %. На проявлении Синотвож установлены участки с богатыми гнездово-вкрапленными, шлировидными и массивными хромитовыми рудами. Руды образуют прослои мощностью до 0,4 м, разделенные участками с убоговкрапленной минерализацией. Количество хромшпинелидов колеблется от 3 до 90 %, содержание Cr_2O_3 достигает 37 %. Рудообразующие хромшпинелиды представлены магнезиальными феррихромитом. По мнению авторов отчета, мощности рудных зон на проявлении достигают 40 м. Хромитовая минерализация прослежена в субмеридиальном направлении на расстоянии 4,5 км. По химическому составу хромшпинелиды Хулгинского массива являются низкотитанистыми, высокожелезистыми (сумм. FeO достигает 42 %), среднехромистыми (Cr_2O_3 – 42 %), глиноземистыми (Al_2O_3 – 11 %) и низкомагнезиальными (MgO – 5–6 %), FeO преобладает над Fe_2O_3 ; по составу они соответствуют субальюмоферрихромиту (по Н. В. Павлову). Для хромитов Синотвожского массива (рудопоявление Синотвож) характерна сравнительно высокая хромистость и низкая железистость. Отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\sum\text{FeO}$ равно 2,8, что указывает на достаточно высокое качество руды. По составу хромшпинелиды относятся к низкотитанистым, низкоглиноземистым, ультразакасным, магнезиальным, высокохромистым, отвечающим магнезиальному феррихромиту. Высокое содержание Cr_2O_3 и низкое содержание FeO и Al_2O_3 в хромшпинелидах позволяют предполагать, что в пределах Синотвожского массива (в отличие от Хулгинского) вскрываются более глубокие рудные горизонты с высококачественным сырьем металлургических сортов.

Перспективы хромитоносности прогнозируемой **Олыся-Мусюрской никелево-хромоворудной потенциальной зоны** (4.0.2 Cr,Ni/O₂-S₁;J-P)*, охватывающей «ультрамафитовые части» обоих массивов, оценивались на основании следующих критериев и факторов: хромитовые объекты в пределах минерагенического подразделения связаны с альпинотипными гипербазиитами райизско-войкарского и кэршорского комплексов; непосредственно рудовещающими породами являются только дуниты этих ассоциаций; дунит-гарцбургитовая формация является основным источником высокохромистых металлургических и высокоглиноземистых огнеупорных руд; повышенные содержания Cr_2O_3 устанавливаются в наименее нарушенных частях массивов, не подвергнутых значительным метаморфическим или метасоматическим

* В рамках работ по ГДП-1000/3 листа Q-41 рассматривается как Олыся-Мусюрский медно-никелево-хромитовый потенциальный рудный узел с ресурсами хромитовых руд категории P₃ 17,2 млн т [23].

изменениям.

При оценке прогнозных ресурсов в качестве эталонного объекта использован известный Райизский (388 км²) рудный узел Войкаро-Сынинского хромоворудного района [23]. С учетом общих минерально-сырьевых ресурсов эталона (122,3 млн т) средняя удельная площадная продуктивность эталона соответствует 0,32 млн т/км². При расчете рассматривалась только дунит-гарцбургитовая формация как наиболее продуктивная. Площадь образований райизско-войкарского комплекса в пределах Олыся-Мусюрской зоны равна 75 км². Доля рудоносных и рудовмещающих дунитов в образованиях рассматриваемой формации невелика и не превышает 40 % от площади всех пород комплекса, что составит 30 км². В результате, при коэффициенте подобия 0,9, прогнозные ресурсы хромитовых руд категории P₃ будут равны 8 млн т. Предполагается, что основная часть ресурсов сосредоточена на площади Синотвожского массива, а в его пределах – в крупном теле дунитов, вмещающем оруденение Синотвожского проявления. По густоте вкрапленности руды скорее всего будут относиться преимущественно к редко-, убоговкрапленным, а по содержанию Cr₂O₃ – к бедным и убогим, требующим обогащения. Еще одним отрицательным критерием, влияющим на перспективы площади, является следующий факт – для всех объектов Хулгинского массива, в особенности для его средней и северной частей, характерен повышенный метаморфизм хромшпинелидов с образованием хромагнетита и магнетита.

ТИТАН

Все известные на площади объекты титана (пункты минерализации и рудопроявление) располагаются в пределах **Неркаюского потенциального золото-титановорудного узла** (3.0.1 Ti, Au/Rf, ?–C₂–T) и принадлежат к метаморфическому и метаморфо-метасоматическому типам. Метаморфическая минерализация, установленная на территории листа в настоящее время, несмотря на свою привлекательность в плане возможной масштабности, или не выдержана по простиранию, или довольно убога. На данной стадии изученности подобные факты не позволяют рассматривать ее в качестве перспективной. Перспективы района авторы связывают с метаморфо-метасоматическим оруденением. Минерализация этого происхождения приурочена к областям влияния тектонических нарушений различного порядка, локализуется преимущественно среди метаморфизованных и метасоматически измененных пород основного состава (амфиболиты, в т. ч. апогаббровые) и представлена, главным образом, кварцевыми жилами или прожилками с крупными кристаллами рутила. Контролирующие размещение рутиловой минерализации метасоматиты тяготеют к приразломным зонам, внешние их части представлены пропицитизированными породами, а во внутренних – проявлены процессы кислотного выщелачивания [12]. Строение зон сложное, нередко с частым сочетанием «внешних» и «внутренних» частей, что, по-видимому, обусловлено усилением степени замещения исходных пород на более проницаемых участках, представляющих области разгрузки гидротермальных растворов. В местах сочленения разнонаправленных разрывных нарушений минерализованные кварцевожильные образования иногда могут формировать достаточно богатые штокверкоподобные зоны, в значительной мере усложняющие конфигурацию метасоматической зональности. Титановая минерагеническая специализация приразломных метасоматитов Неркаюского блока определяется составом и геохимическими особенностями пород, затронутых пропицитизацией. Считается, что главными источниками Ti являлись метаморфизованные мафиты и туфотерригенные (?) породы (амфиболиты и амфиболсодержащие кристаллосланцы). Не исключен дополнительный привнос титана извне, по зонам разломов; приразломные титаносные гидротермально-метасоматические зоны могут иметь значительный вертикальный размах. Основной отрицательный фактор заключается в том, что в выявленных на данный момент рудных телах плотность продуктивных кварцевых образований довольно низка.

Основой для прогнозной оценки Неркаюского узла послужила зона наиболее крупного рудоконтролирующего разрывного нарушения, фрагментарно прослеженная на 63 км. В ее пределах, в полосе шириной до 2,5 км, фиксируются достаточно протяженные потенциально рудоносные зоны пропицитизации и кислотного выщелачивания, а также сосредоточена часть выявленных в настоящее время объектов титана (рудопроявление Нядокота и серия пунктов минерализации).

При подсчете прогнозных ресурсов использовались следующие параметры. Протяженность предполагаемой рудной зоны (рудоконтролирующего нарушения) 63 000 м, ширина 1 500 м (средняя ширина зоны влияния разлома вместе с опережающими его мелкими нарушениями, в пределах которой располагаются рудоносные гидротермально-метасоматические образования);

глубина прогноза принята равной 300 м, среднее содержание TiO_2 – 7 %, средняя плотность пород $2,5 \text{ т/м}^3$, линейный коэффициент рудоносности 0,007 (отношение суммарной мощности рудных тел на проявлении Нядокота – 20 м к общей мощности титаноносных зон, в пределах которых локализованы эти тела – 1 100 км); коэффициент надежности прогноза – 0,2 (низкая достоверность данных). В результате прогнозные ресурсы диоксида титана категории P_3 составят 7 млн т.

Прогнозируемый тип титанового оруденения недостаточно изучен, к тому же не имеет аналогов на территории России (как следствие, эталонный объект отсутствует). Все это не позволяет однозначно судить о его перспективности. Поэтому для рутиловой минерализации Неркаюского потенциального узла устанавливается низкая степень перспективности и малый уровень надежности прогноза.

ВАНАДИЙ

Среди минерагенических факторов, контролирующих минерализацию **Парусшорской потенциальной ванадиеворудной зоны** (4.0.1 V/ O_2), можно выделить стратиграфический, литологический и магматический факторы первого рода. Два первых заключаются в том, что ванадийсодержащими образованиями являются небольшие блоки насыщенных углеродистым веществом кварц-сланцевых сланцев и кварцитов в пределах войкарско-кемпирсайского тектонического комплекса, сформированные, вероятно, по углисто-кремнисто-глинистым породам нижнемолюдорской подсвиты. Причем наиболее часто высокие концентрации ванадия фиксируются в углеродсодержащих кварцитах. Как возможный магматический фактор следует рассматривать вулканическую деятельность, проявленную в период формирования пород нижнемолюдорской подсвиты. Базальтоиды, присутствующие в ее составе, считаются предполагаемым источником рудного вещества. Существенным отрицательным фактором является приуроченность углеродистых отложений к комплексу тектонитов, что в какой-то мере снижает вероятность обнаружения в пределах Парусшорской зоны масштабных рудных объектов (различные, но в целом малые, размеры тектонических блоков и общая беспорядочность, хаотичность структуры). Из косвенных поисковых признаков необходимо отметить постоянные повышенные содержания Mo, Cr, Sr и (в особенности) P_2O_5 в ванадиеносных отложениях.

При подсчете ресурсов за наиболее продуктивные образования приняты фрагменты пластов углеродсодержащих кварцитов. В настоящее время ванадий из подобных пород не добывают. Однако экспериментально доказано, что при использовании кремнистых разновидностей ванадийсодержащих пород в качестве флюса при производстве фосфора (для этого используются именно кварциты) ванадий накапливается в отходах производства и может извлекаться оттуда [11].

В тектонических блоках, слагающих площадь таксона, предполагается присутствие десяти фрагментов пластов углеродсодержащих ванадиеносных кварцитов мощностью 5 м каждый. Их суммарная длина по простиранию принята равной 10 км; прогнозируемая протяженность по падению – 200 м; среднее содержание V – 0,2 %. Тогда, при плотности пород $2,7 \text{ т/м}^3$ и коэффициенте надежности прогноза – 0,5, ресурсы руды (кварцитов) категории P_3 составят 135 млн т. Из них можно извлечь 270 тыс. т ванадия.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Приведенные ниже рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки стратиформного полиметаллического оруденения **потенциальной Балбанью-Кожимской свинцово-цинковорудной зоны** (1.1.1 Zn,Pb/ O_{2-3}), выделенной в ходе работ по ГДП-1000/3 листа Q-41, получены на основе закономерностей размещения крупных рудопроявлений, расположенных в пределах этого же таксона, но за рамкой изученной площади, на территории листов Q-41-XXV и XIX.

Установлены стратиграфический, литологический и локальный тектонический факторы первого рода. Вмещающими минерализацию породами являются карбонатные отложения грубепендишорской толщи. Оруденение локализуется в ее нижней части, на границе углеродсодержащей терригенно-карбонатной и перекрывающей существенно карбонатной пачек. Наиболее богатое, густовкрапленное оруденение располагается в приамковом частях складок высокого порядка, где иногда присутствуют брекчиевидные руды, приуроченные к нарушениям типа послонных срывов. Из факторов второго рода основное значение имеет геодинамический критерий, поскольку формирование свинцово-цинковой минерализации осуществлялось субсин-

хронно с процессами «остаточного» рифтогенеза, проявленными в это время в восточной части площади. К прямым поисковым признакам можно отнести наличие литохимических аномалий Pb и Zn, шлиховые ореолы и потоки галенита и сфалерита. К косвенным – вторичные и первичные ореолы рассеяния Ba, Mn и широко развитую в рудовмещающих отложениях пирротиную минерализацию.

При оценке прогнозных ресурсов свинца и цинка за эталонный объект принято Кожимское цинково-свинцовое рудное поле (30 км²), расположенное за северной рамкой листа [75]. Площадная удельная продуктивность эталона составляет: 20 тыс. т/км² для Zn; 13 тыс. т/км² для Pb и 0,1 тыс. т/км² для Cd; последний является попутным компонентом.

Площадь прогнозируемой Балбанью-Кожимской рудной зоны в рамках изученной площади равна 23 км², что вполне соответствует рангу рудного поля, поэтому продуктивность эталона без изменения распространена на прогнозируемый объект. Тогда при коэффициенте надежности 0,5 прогнозные ресурсы минерагенического подразделения категории P₃ составляют: 200 тыс. т Zn; 150 тыс. т Pb и 1 тыс. т Cd. Глубина подсчета, по аналогии с эталоном – 300 м.

НИКЕЛЬ

К минерагеническим факторам, контролирующим силикатную никелевую минерализацию остаточного типа в пределах Олыся-Мусюрской потенциальной никелево-хромоворудной зоны (ранее уже рассмотренной в связи с хромом), относятся магматический, петрологический, тектонический и геоморфологический факторы первого рода. Благоприятным субстратом для формирования никеленосных кор выветривания являются площади развития ультрабазитов райизско-войкарского комплекса (Хулгинский и Синотвожский массивы). При этом считается, что наиболее богатые рудные залежи, как правило, будут приурочены к дунитам, обладающим ярко выраженной никелевой геохимической специализацией (концентрации Ni в серпентинизированных, не подвергнутых процессам гипергенеза, дунитах достигают 0,5–0,8 %). Зоны разрывных нарушений, пересекающие тела дунитов благоприятны для образования линейных кор выветривания, которые обычно вмещают руды более высокого качества, но значительно уступают по запасам площадным корам. Вдоль тектонических контактов серпентинизированных дунитов с известняками титовской свиты (в случаях наличия таковых) могут формироваться небольшие по параметрам рудные объекты контактово-карстового типа. Геоморфологический фактор имеет отрицательное значение. Прогнозируемая рудная зона располагается в области восточных предгорий Урала с абсолютными высотами до 400 м, что предполагает относительно хорошую сохранность кор выветривания. Однако известные в настоящее время фрагменты площадных кор представлены лишь своими нижними частями – зонами выщелоченных, нонитронитизированных и дезинтегрированных серпентинитов. Наиболее продуктивный охристонитронитовый профиль, по-видимому, уничтожен эрозией. Это можно объяснить тем, что в геоморфологическом отношении площадь таксона относительно соседних территорий представляет собой приподнятый блок, подвергшийся более интенсивной денудации, в результате чего значительный объем площадных кор, по-видимому, был размыт. Поэтому основные перспективы этого минерагенического подразделения все-таки следует связывать с рудными объектами линейного типа. Площадные никеленосные коры могли сохраниться только вдоль юго-восточной границы таксона, в пределах денудационно-аккумулятивной равнины, где они перекрыты мощными кайнозойскими отложениями. Прямыми поисковыми признаками оруденения на площади потенциальной зоны можно считать вторичные геохимические ореолы рассеяния – моноэлементные (Ni) и комплексные (Cr, Ni) с содержаниями никеля 0,1–0,3 %, а также рудопроявление этого металла в никеленосных корах выветривания.

В границах Олыся-Мусюрской рудной зоны прогнозируется наличие восьми залежей силикатных никелевых руд трещинно (линейно)-площадного характера. Их предполагаемые параметры следующие: длина – 1 500 м; ширина – 60 м; мощность (глубина прогнозирования) – 25 м; среднее содержание никеля – 0,8 %; средняя плотность пород – 2,2 т/м³. При коэффициенте надежности прогноза – 0,5 ресурсы никеля категория P₃ Олыся-Мусюрской потенциальной рудной зоны (в пределах листа) составят 160 тыс. т. Попутным полезным компонентом будет являться кобальт. Небольшая глубина подсчета обусловлена отрицательным геоморфологическим фактором. По данным ГДП-1000/3 прогнозные ресурсы никеля всего таксона (распространяется за пределы листа Q-41-XXVI) составляют 635 тыс. т, кобальта – 60 тыс. т [23].

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

Представлено двумя рудноформационными типами – золотосульфидно-кварцевым и золотополиметаллическим. Размещение объектов первого типа ограничивается известным **Хальмерьинским золоторудным узлом** (3.1.1 Au/Rf₁?–C₂–T) Ляпинской минерагенической зоны, второго – границами **Верхнелемвинского** (2.0.1 Au/C₃–O₃;C₂–T) и **Сараншорского** (2.0.2 Au/C₃–O₃;C₂–T) * **потенциальных золоторудных узлов** Лемвинской минерагенической зоны. Несмотря на принадлежность этих таксонов к разным зонам и несколько различный временной интервал действия рудоформирующих систем, по своим структурным позициям, отдельным деталям околорудных метасоматических изменений и минерального состава руд, данные типы практически не отличаются друг от друга. На основании этого для них выделяются одинаковые рудоформирующие факторы и поисковые признаки, установленные в ходе поисковых и разведочных работ на коренное золото специалистами ГУП «Сосьвапромгеология» и ОАО РЭП «Березовское» на площади **Хальмерьюского золоторудного поля** (3.1.1.1 Au) [34, 80, 76, 84].

Преимущественное значение имеет тектонический фактор первого рода, выражающийся в том, что почти все известные на территории листа объекты золота приурочены к надвиговым структурам и секущим их зонам тектонического брекчирования, расщепления и бластомилонитизации преимущественно северо-восточного простирания. Не менее важную роль играет литологический фактор, поскольку наиболее благоприятные условия для рудоотложения создаются при наличии тектонических контактов хрупких и пластичных пород. При этом кварцево-жильные и прожилковые минерализованные зоны, как правило, локализируются в более компетентных разностях. Из факторов второго рода следует отметить особенность геодинамических условий: при полигенетическом и многостадийном характере окончательный облик оруденение приняло в «коллизионный» этап каледоно–герцинского тектогенеза.

К прямым и косвенным поисковым признакам оруденения следует относить пункты минерализации Au, Pb, Zn, Cu, локализованные в зонах надвиговых структур, вторичные геохимические ореолы рассеяния Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Bi, W, Cr, Y, La, расположенные вблизи зон надвигов. Наиболее контрастные ореолы образуют Au, Ag и Pb, которые совместно с Y и La характеризуют рудный–надрудный уровень эрозионного среза. Поисковыми признаками являются протяженные зоны прожилкового и метасоматического окварцевания с сульфидами (галенит, халькопирит) и гнездово-вкрапленными скоплениями магнезиально-железистых карбонатов, а также наличие продуктов щелочного (калишпатизация, альбитизация) и кислотного метасоматоза (кварц-серицитовые, серицит-кварцевые метасоматиты и вторичные кварциты). Золоторудные тела, как правило, окаймлены ореолами кварц-хлорит-кальцитовой, иногда магнетитовой минерализации. Особо необходимо подчеркнуть повышенное обогащение хлоритом околорудных зон по сравнению с окружающими породами и самими рудными телами. Самородное золото в зонах оруденения тесно ассоциирует с пиритом, причем наличие крупных кристаллов (1–2 см и более) практически всегда указывает на присутствие золота.

Перспективы территории в отношении золота связаны со следующими минерагеническими подразделениями: Хальмерьинским узлом (в том числе входящим в него Хальмерьюским рудным полем); Верхнелемвинским и Сараншорским потенциальными рудными узлами, а также с Верхнелемвинско-Тыкотловским потенциальным рудным полем (в составе Верхнелемвинского узла).

Перспективы Хальмерьюского поля определяются прогнозными ресурсами расположенных в его границах месторождений Сосновое, Тэлаиз, Воргавож и рудопроявлений Сосновое Северное, Сосновое Южное, Седловинное, Правобережное, Тэрнэсашор, Пальникшор, Качаиз, Кедровое, составляющих в сумме по категориям: P₁ – 15,274 т (утвержденные) и 7,02 т (авторские); P₂ – 25,87 т (утвержденные) и 20,42 т (авторские).

При подсчете ресурсов Хальмерьинского узла за эталонный объект принято Хальмерьюское рудное поле, минерально-сырьевые ресурсы которого (сумма ресурсов категорий P₁, P₂ и предварительно оцененных запасов категории C₂) составляют 80,224 т; удельная площадная продуктивность с учетом уменьшения ее величины при переходе к таксону более высокого ранга (коэффициент 0,35) – 0,53 т/км². В результате при глубине прогноза 100 м и использовании коэффициента надежности прогноза 0,9, ресурсы узла (112 км² за исключением территории эталонного таксона) категории P₃ составят 50 т Au.

* В рамках ГДП-1000/3 эти минерагенические подразделения рассматривались соответственно как Хобеизский золоторудный узел, Лемвинско-Тынаготский золоторудный узел и Сараншорское потенциальное золоторудное поле в составе Лемвинско-Тынаготского узла [23].

Ресурсы **Верхнелемвинско-Тыкотловского золоторудного потенциального поля** (2.0.1.1/Au)* в рамках листа (25 км²) условно приравниваются к ресурсам Тыкотловского золотополиметаллического рудопоявления. М. П. Мезенцевым [64] по двум минерализованным зонам этого объекта до глубины 200 м оценены ресурсы категории P₂ (Au – 15,8 т, Ag – 111 т, Cu – 12 тыс. т, Zn – 13 тыс. т, Pb – 97 тыс. т). Авторами осуществлен их пересчет, с применением только коэффициентов надежности прогноза (ранее не использовались). Кроме этого, из расчета исключены ресурсы меди, цинка и серебра вследствие их малого количества. При оценке ресурсов Au применен коэффициент 0,8, характеризующий высокую степень экспертной оценки, а при подсчете ресурсов Pb – 0,3 (низкая степень экспертной оценки). Такой выбор обусловлен вертикальной рудной зональностью, выявленной на объектах аналогичного типа (месторождения Сосновое, Тэлаиз, рудопоявления Качаиз и др. в пределах Хальмерьюского золоторудного поля), где верхние горизонты и фланги рудных тел, наряду с золотом, характеризуются сереброполиметаллической минерализацией, сменяющейся в корневых частях существенно золотой. На основании этого профилирующим полезным ископаемым Тыкотловского проявления, по-видимому, следует считать золото. Свинец, а также серебро, цинк и медь, вероятно, будут иметь резко подчиненное значение и их необходимо рассматривать только как попутные полезные ископаемые. В результате применения указанных коэффициентов ресурсы категории P₂ рудопоявления и Верхнелемвинско-Тыкотловского поля (в рамках листа) составят: Au – 12,6 т; Pb – 30 тыс. т.

При оценке Верхнелемвинского и Сараншорского потенциальных узлов эталоном служит Верхнелемвинско-Тыкотловское золоторудное поле площадью около 52 км² (площадь таксона в целом, территории листов Q-41-XX, Q-41-XXVI). Его удельная площадная продуктивность для золота равна 1,6 т/км².

В результате прогнозные ресурсы золота категории P₃ Верхнелемвинского узла в границах листа (237 км² за исключением Верхнелемвинско-Тыкотловского поля) при коэффициенте надежности прогноза 1,0 и понижающем коэффициенте 0,1 (применен при переходе от рудного поля к узлу) составят 40 т. Предполагается, что попутным полезным ископаемым может являться свинец, так как развитая в пределах таксона золотая и полиметаллическая минерализация имеет сходство с оруденением Тыкотловского проявления. За основу оценки принято соотношение прогнозных ресурсов золота (12,6 т) к прогнозным ресурсам свинца (30 тыс. т) данного рудопоявления, равное 1 : 2 000. С учетом коэффициента надежности прогноза 0,6, ресурсы Pb равны 50 тыс. т. Основной объем золота и свинца будет сосредоточен на площадях прилегающих к Яроташорскому свинцовому рудопоявлению.

Поскольку в рамках листа расположена только часть Сараншорского золоторудного узла, по своим размерам соответствующая рангу поля, а сведения о размерах всего таксона отсутствуют, площадная продуктивность эталона без понижающего коэффициента распространена на прогнозируемый объект. При площади узла 66 км² и коэффициенте надежности прогноза 0,3 прогнозные ресурсы Au категории P₃ составят 32 т. Считается, что данная площадь характеризуется практически надрудным эрозионным срезом. Вследствие этого, представляющее промышленный интерес золотое оруденение будет располагаться на более глубоких горизонтах.

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

Потенциальная промышленная золотоносность территории связана с прогнозируемыми долинно-руслowymi россыпями **Восточно-Яроташорского золотороссыпного прогнозируемого узла** (6.1.1 Au/Q_{III-IV}), погребенными плиоцен–эоплейстоценовыми россыпями **Восточно-Балбаньюской** (6.0.1 Au/N₂–Q_E) и **Тынаготской** (6.0.2 Au/N₂–Q_E) **золотороссыпными прогнозируемыми зонами**, а также с миоцен–среднеплиоценовыми россыпями древних прибрежно-морских зон и с позднеэоценов–голоценовыми ложковыми и долинными россыпями, сформированными при перемыве комплекса прибрежно-бассейновых осадков **Хосаннской золотороссыпной прогнозируемой зоны** (6.0.3 Au/N₁–Q).

В границах Восточно-Яроташорского прогнозируемого узла выявлены мощные зоны разуплотнения, окварцевания пород и развития различных других метасоматических образований (в том числе вторичных кварцитов), потоки рассеяния (Au 0,01–1,0 г/т) и пункты минерализации с достаточно высокими концентрациями золота. Все это может косвенно указывать на вероятную промышленную россыпную золотоносность прогнозируемого минерагенического подразделе-

* Данное минерагеническое подразделение включает в себя объединенные и уменьшенные площади Верхнелемвинского и Тыкотловского золоторудных полей, выделенных в ходе работ по ГДП-1000/3 листа Q-41 [23].

ния. В долине р. Бол. Тынагота и ее притоков (руч. Яроташор и Варукшор) ожидается наличие пяти россыпей, подобных малым долинно-русловым месторождениям Хальмерьинского золотороссыпного узла (россыпи Ошкашор, Пальникшор, Безымянный I и Безымянный II). Эти россыпи рассматриваются нами как эталонный объект со средней линейной продуктивностью 32 кг/км и средними содержаниями золота 700–800 мг/м³. Протяженность прогнозируемых россыпей принята равной 1,2 км (средняя длина эталонов). Тогда общие ресурсы россыпного золота категории P₃ Яроташорской потенциальной узла, при коэффициенте аналогии 1, будут равны: 0,2 т.

Золотоносность Восточно-Балбаньюского и Тынаготского потенциальных узлов, выделенных на основании морфоструктурного анализа, связана с прогнозируемыми в эрозионно-структурных депрессиях (ЭСД) погребенными долинами. Подсчет прогнозных ресурсов основывается на аналогии с погребенными россыпями палеодолин Кожимского района [47], где установленные мощности торфов достигают 10–25 м, песков – колеблются от 1,5 до 9,0 м (в среднем – 4,5 м), содержания металла – 0,3–0,5 г/м³ (в среднем – 0,4 г/м³). Кроме этого при расчетах применялись следующие поправочные коэффициенты: коэффициент надежности прогноза 0,4 (низкая достоверность данных) и коэффициент прерывистости распространения полезного компонента в потенциально золотоносных отложениях 0,3. Ожидаемые россыпные объекты, в основном, будут относиться к глубокозалегающим россыпям (предполагаемая мощность торфов может колебаться от 10 до 50 м), которые в ближайшей перспективе вряд ли заинтересуют промышленность. Интерес могут представить, вероятно, присутствующие здесь же мелкозалегающие висячие пласты, принимающие широкое участие в строении россыпей-аналогов Кожимского района.

Тынаготский прогнозируемый узел соответствует одноименной депрессионной зоне протяженностью около 30 км и шириной до 6 км. В комплексе рыхлых отложений, выполняющих ЭСД, представлены разновозрастные слои от плиоцена до голоцена; их суммарная мощность может превышать 90 м. В пределах депрессии предполагается существование сохранившихся фрагментов погребенных палеодолин, выполненных потенциально золотоносными (по аналогии с продуктивными образованиями нижнего пласта Хальмерьинской россыпи) аллювиальными, аллювиально-морскими галечными и галечно-песчаными осадками малососьвинской и усть-хобеинской толщ (аналоги, соответственно, санавожской и тавротинской толщ, вмещающих погребенные россыпи золота в палеодолинах Кожимского россыпного района). Выходы данных образований фиксируются в бортах Тынаготской депрессии. Их золотоносность косвенно подтверждается присутствием металла в русловом аллювии р. Хальмерью (ШП IV-2-11). Причем, струи обогащенного золотом современного аллювия пространственно тяготеют к участкам развития этих отложений или располагаются несколько ниже их по течению. В контурах Тынаготского узла прогнозируются россыпи со средней шириной продуктивных пластов 200 м. При использовании ранее приведенных параметров прогнозные ресурсы Au категории P₃ составят 1,3 т (4,5 м×200 м×30 км×0,4 г/м³×0,3×0,4).

Восточно-Балбаньюский прогнозируемый узел располагается в пределах долины руч. Тэларузь, верховий рек Балбанью и Мал. Тыкотлова и соответствует одноименной ЭСД. Протяженность депрессии превышает 40 км, ширина врезов в коренное ложе достигает 700 м. По геофизическим данным (профили ВЭЗ) в основании разреза, выполняющего депрессию, залегают песчано-галечные образования мощностью до 60 м, повсеместно перекрытые комплексом кайнозойских отложений суммарной мощностью около 20 м. Считается, что эти осадки относятся к потенциально золотоносным аллювиальным и аллювиально-морским отложениям малососьвинской и усть-хобеинской толщ. В результате шлихового опробования кайнозойских образований установлена их рассеянная знаковая золотоносность, косвенно указывающая на возможную промышленную металлоносность депрессии. В отложениях, выполняющих ЭСД, ожидается наличие погребенных россыпей средней шириной 200 м. В результате ресурсы россыпного золота прогнозной площади категории P₃ будут равны 1,7 т (4,5 м×200 м×40 км×0,4 г/м³×0,3×0,4). В качестве источников питания палеороссыпей можно рассматривать золоторудные объекты, расположенные к западу от Балбаньюской депрессии.

Хосаинский золотороссыпной прогнозируемый узел располагается в юго-восточной части листа, в зоне сочленения Уральского «неоорогенического» поднятия и Западно-Сибирской равнины. Его границы охватывают прилегающую к палеотектоническому уступу полосу распространения аллювиально-морских и прибрежно-морских образований пельимской свиты, нийской и вольинской толщ, предположительно вмещающих древние прибрежно-морские россыпи золота. Кроме этого, потенциально промышленная золотоносность узла связывается с аллювиальными осадками, слагающими первую надпойменную террасу, а также с ложковыми и русловыми образованиями, сформированными при перемыке прибрежно-бассейновых осадков. Не-

который вклад в россыпную золотоносность Хосаинской площади может быть внесен не участвующими в прогнозах, но потенциально продуктивными образованиями пролювиальных шлейфов и флювиальных вееров, формирование которых, возможно, осуществлялось в условиях разгрузки речных потоков у подножия геоморфологической ступени (россыпи зон тектонических уступов).

Прямыми поисковыми признаками, подтверждающими эти предположения, являются высокие концентрации золота ($504\text{--}628\text{ мг/м}^3$) зафиксированные в современном аллювии и террасовом комплексе долины р. Бол. Хосая, размывающей неогеновые аллювиально- и прибрежно-морские отложения (ШП Ш-4-22). Здесь же, в верхних горизонтах первой надпойменной террасы, в шлихах из отдельных горных выработок содержания металла достигают $40\text{--}100\text{ мг/м}^3$. Золото чаще всего представлено хорошо окатанными зернами таблитчатой формы размером от $0,1$ до $0,75\text{ мм}$. В шлиховых пробах отмечается достаточно большое количество тонкого и пылевидного золота крупностью от $-0,25$ до $+0,01\text{ мм}$, весовые содержания которого не определялись.

Оценка прогнозных ресурсов россыпей древних прибрежно-морских зон Хосаинского узла производилась по аналогии с известными россыпями этого типа – Рывеем (Чукотка) и Ном (США). В пределах таксона для каждого потенциально золотоносного стратиграфического подразделения прогнозируется наличие одного продуктивного, прерывисто развитого (сотни метров – первые километры на эталонных объектах) и залегающего на разных уровнях, пласта средней мощностью 2 м (дециметры – первые метры на эталонных объектах). Предполагаемая усредненная ширина пластов – 50 м (десятки метров на эталонных объектах). Прогнозируемое среднее содержание золота принято равным 300 мг/м^3 (средние концентрации на эталонных объектах – 500 мг/м^3). В рамках перспективной территории общая площадь развития потенциально продуктивных образований составляет около 160 км^2 . Считается, что промышленная золотоносность будет проявлена только на 80 км^2 . Прогнозные ресурсы золота категории P_3 древних прибрежно-морских россыпей при использовании коэффициентов прерывистости – $0,2$ и надежности прогноза – $0,4$, составят 11 т . Предполагается, что примерно третья их часть (около 4 т), сосредоточенная в образованиях пельмской свиты, будет относиться к глубоко залегающим пластам (100 и более м) и на основании этого исключается из прогноза. В результате ресурсы золота составят $7,0\text{ т}$.

При подсчете ресурсов аллювиальных долинно-руслowych и пролювиальных (ложковых) россыпей в пределах Хосаинского потенциального узла за эталонный объект принят ряд малых пойменно-руслowych россыпей (Мал. Тынагота, Ошкашор, Безымянный I и II, Пальникшор) Хальмерьинского золотороссыпного узла со средней линейной продуктивностью, равной 32 кг/км . Учитывая, что некоторую долю в прогнозируемых россыпных объектах будет составлять мелкое и тонкое золото, удельная продуктивность эталона увеличена на 30% и принимается равной 42 кг/км . В рамках узла общая протяженность гидросети, дренирующей потенциально продуктивные отложения прибрежно-морского происхождения, составляет около 90 км . Предполагая, что промышленная золотоносность будет проявлена примерно в 25% (23 км) гидросети, и используя коэффициент надежности прогноза $0,5$, ресурсы золота категории P_3 малых современных водотоков составят $0,5\text{ т}$.

В целом ресурсы Хосаинского потенциального золотороссыпного узла оценены в $7,5\text{ т}$. Попутными полезными ископаемыми могут быть металлы платиновой группы и рутил. Также необходимо учитывать, что при удалении от палеотектонического уступа в прогнозируемых объектах будет возрастать доля мелкого и тонкого металла.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Специализированные гидрогеологические наблюдения на территории листа выполнены в очень небольшом объеме: исследованы только поверхностные и приповерхностные воды на нескольких участках в долинах рек Кожым, Хальмерью, Бол. Тынагота и Балбанью, а также охарактеризованы мерзлотно-гидрогеологические условия в одной из штолен горнодобывающего рудника «Хальмерью». Имеющийся фактический материал позволяет осветить проблему подземных вод и мерзлотных условий площади лишь в самых главных чертах, в основном, исходя из общегеологических соображений и аналогий со смежными листами (хотя гидрогеологическая изученность последних также оставляет желать лучшего).

Рассматриваемый район находится в зоне развития многолетнемерзлых пород (ММП), поэтому наряду с геологическими особенностями строения пород, такими как, литологический состав, мощность зон экзо- и эндогенной трещиноватости, на их обводненность и характер движения вод существенно влияет степень промороженности. Подзона сплошного распространения ММП приурочена к водоразделам горных массивов и сохраняется в летний период на отметках 500–600 м и более. Выше абсолютных отметок 800–1 000 м в гольцовом среднегорье мощность ее достигает 300–500 и более метров; при этом максимальные значения присущи, как правило, крутым и наветренным склонам северных и западных экспозиций [47]. На более низких гипсометрических уровнях сплошная мерзлота сменяется прерывистой и массивно-островной, а к подножиям склонов и днищам долин (абс. отм. до 300–500 м) – островной. В пределах долинно-террасового комплекса, находящегося в условиях отепляющего воздействия как поверхностных, так и подземных вод, мощность островной мерзлоты существенно уменьшается. Так, в долинах рек Кожым и Тэла-Рузь мерзлые породы, приуроченные к участкам пятнистых, мелкопочковатых тундр, составляют 10–50 % и имеют мощность от 10–15 до 20–25 м. Толщина сезонно-талого слоя, в зависимости от литологии пород, изменяется от 0,6–1,3 м (для суглинков) до 2,8–3,5 м (для песчаных и гравийно-галечных грунтов), в курумниках достигает 5–10 м.

Южная часть площади с залесенными ландшафтами низкогорья характеризуется распространением преимущественно талых пород. Мерзлые породы развиты на водоразделах с горно-тундровыми ландшафтами, а в равнинной части листа встречаются в пределах торфяных массивов и на участках, покрытых густыми сомкнутыми темнохвойными лесами. Толща ММП на равнине имеет однослойное строение, кровля ее фиксируется в интервале глубин от 3,5–10 м (в междуречьях) до 25–30 м (на низких террасовых уровнях), мощность соответственно варьирует от 50–100 до 20–40 м [26].

По типам скоплений подземных вод территория листа принадлежит к двум крупным структурам первого порядка – Уральской гидрогеологической складчатой области и Западно-Сибирской артезианской области (рис. 9).

УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Уральская область (А) включает в себя Западно-Уральскую систему адмассивов, массивов и наложенных адмассивов (А1), Центрально-Уральскую систему массивов и адмассивов (АII) и Восточно-Уральскую систему массивов и адмассивов (АIII). Эта крупнейшая структура характеризуется значительной ролью тектонического фактора в формировании ее гидрогеологических особенностей. Присущее ей покровно-складчатое строение обусловило этажное расположение водоносных зон трещиноватости, при этом питание и разгрузка подземных вод зачастую осуществляется посредством разломов [23].

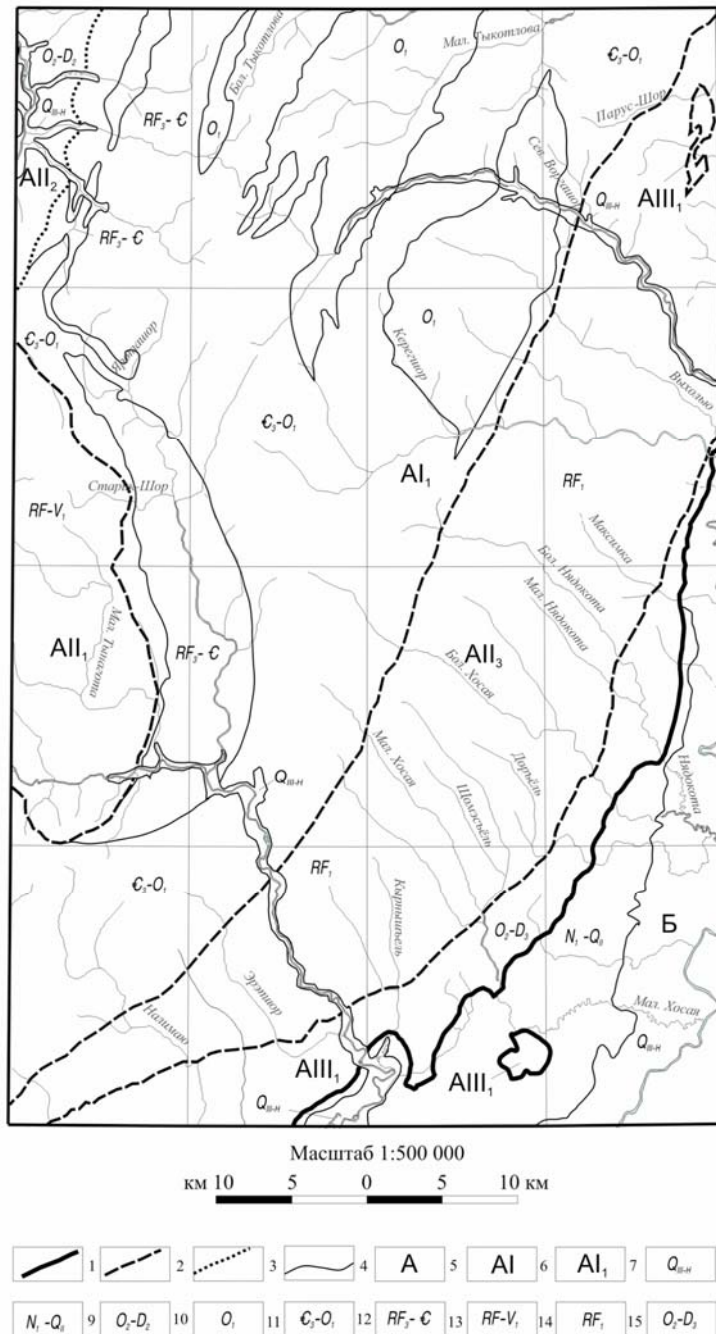


Рис. 9. Схема гидрогеологического районирования и распространения основных гидрогеологических подразделений.

1–3 – границы гидрогеологических структур (1 – I порядка; 2 – II порядка; 3 – III порядка); 4 – границы гидрогеологических комплексов и зон; 5–7 – гидрогеологические структуры: 5 – надпорядковые (А – Уральская гидрогеологическая складчатая область; Б – Западно-Сибирская артезианская область); 6 – I порядка (AI – Западно-Уральская система адмассивов, массивов и наложенных адмассивов; AI₁ – Лемвинский наложенный адмассив; AI₂ – Ляпинский массив; AI₃ – Кожимский адмассив; AI₃ – Неркаюнский массив; AI₃ – Войкарский массив); 7 – II порядка (AI₁ – Лемвинский наложенный адмассив; AI₂ – Ляпинский массив; AI₃ – Кожимский адмассив; AI₃ – Неркаюнский массив; AI₃ – Войкарский массив); 8 – водоносный (слабоводоносный) таликово-криогенный комплекс верхнеоплейстоцен–голоценовых аллювиальных отложений; 9 – водоносный локально водоупорный таликово-криогенный комплекс миоцен–среднеоплейстоценовых морских и ледово-морских отложений; 10–16 – гидрогеологические зоны: 10 – водоносная (относительно водоносная) субкриогенная (криогенно-таликовая, таликовая) среднеордовикско-среднедевонских карбонатно-терригенных отложений; 11 – водоносная субкриогенная (криогенно-таликовая, таликовая) нижнеордовикских терригенно-вулканогенных отложений; 12 – относительно водоупорная, частично водоносная субкриогенная (криогенно-таликовая, таликовая) верхнекембрийских–нижнеордовикских вулканогенно-терригенных отложений; 13 – относительно водоносная криогенно-таликовая (таликовая) позднерифейских–кембрийских интрузивных и терригенно-вулканогенных образований; 14 – относительно водоносная таликовая (криогенно-таликовая) рифейских–нижнедевонских вулканогенно-терригенных образований; 15 – относительно водоупорная субкриогенная (криогенно-таликовая) нижнерифейских амфиболит-сланцевых образований; 16 – относительно водоносная таликовая среднеордовикских–верхнедевонских осадочно-вулканогенных и интрузивных образований.

Западно-Уральской системе адмассивов, массивов и наложенных адмассивов на территории листа отвечает *Лемвинский наложенный адмассив* (АІ₁). Он соответствует одноименному аллохтону, занимающему большую часть листа, и сложен метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами, состояние которых в основном талое. Преобладание пликативных деформаций в надвиговых пластинах, по-видимому, предопределяет весьма низкую региональную проницаемость вдоль тектонических чешуй. Поэтому основная циркуляция подземных вод адмассива связана с многочисленными субвертикальными разрывными нарушениями, в меньшей степени – с зоной экзогенной трещиноватости на участках развития груботерригенных образований. Так, отмечено поглощение речного стока (до 150–200 л/с и более) на субмеридиональном отрезке в верховьях р. Балбанью, совпадающем на всем своем протяжении (4 км) с зоной разлома. Значительное поглощение поверхностных вод (до 3 061 л/с) зафиксировано также на километровом участке ее долины в районе пересечения зоной Неркаюского надвига. Напротив, на субширотном отрезке (1 км) руч. Пернашор (левого притока р. Бол. Тынагота), совпадающим с Лемвинским тыловым надвигом, выявлено приращение речного стока в объеме 220 л/с. Эти данные свидетельствуют о повышенной проницаемости зон тектонических нарушений и их активной водопоглощающей и водовыводящей способности.

Центрально-Уральскую систему массивов и адмассивов на площади представляют Ляпинский (АІІ₁), Неркаюский (АІІ₃) массивы и Кожимский адмассив (АІІ₂). *Ляпинский и Неркаюский массивы* сложены разнопромороженными протерозойскими метаморфизованными стратонами с крупными интрузивными телами. Особенности формирования и распространения подземных вод здесь определяются в первую очередь криогенной спецификой структуры, неоднородностью фильтрационных свойств пород и степенью их тектонической раздробленности. Наиболее возвышенные и расчлененные части массивов, где зона экзогенной и тектонической трещиноватости сдренирована и заморожена, являются практически безводными. Породы Ляпинского массива представлены в основном метариолитами верхнесаблегорской подсветы и характеризуются невысокой степенью трещиноватости (модуль трещиноватости 4–6) и соответственно слабой водопроницаемостью. Результаты замеров дебита водопроявлений в штольне рудника «Хальмерью» показали, что фильтрационные свойства их ниже глубины 6–8 м (зона выветривания) резко понижаются и в интервале 10–55 м являются практически неизменными (0,03–0,08 л/с). Основная же водоносность Ляпинского массива связана с трещинно-жильными водами зон разрывных нарушений, наиболее водообильных на участках сочленения и пересечения с неотектонически ослабленными участками речной сети. В той же штольне на глубине 50–60 м в зоне дробления вскрыты субнапорные трещинные воды с дебитом фонтанирующей скважины 0,32 л/с. *Кожимский адмассив* занимает крайнюю северо-западную часть листа. В строении его участвуют карбонатно-терригенные породы нижнего палеозоя, вмещающие пластово-трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды.

Восточно-Уральская система массивов и адмассивов представлена *Войкарским массивом* (АІІІ₁), расположенным на границе Урала и Западно-Сибирской низменности. Сложен он осадочными и вулканогенными породами девона и ордовикско-девонскими протрузивными и интрузивными образованиями, находящимися в талом состоянии и вмещающими преимущественно трещинно-жильные воды.

В пределах Уральской области на территории листа выделяются следующие гидрогеологические подразделения:

Сезонно-водоносный горизонт неоген-четвертичных отложений существует в теплый период года (на рис. 9 не показан). Распространен он довольно широко и связан с элювиально-делювиальными, коллювиальными и десерпционными отложениями склонового ряда, представленными щебнистыми, валунно-галечными и глыбовыми образованиями на суглинистом цементе. Мощность горизонта в основном 2–3 м, в курумниках достигает 5–10 м. Грунтовые воды выходят на поверхность в местах перегиба рельефа в виде мочажин, рассредоточенных и одиночных источников с дебитом от 0,023 до 0,14–0,96 л/с. Химический состав вод гидрокарбонатный магниевый-кальциевый (в безинфильтрационный период) и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый и натриевый в периоды выпадения атмосферных осадков и на участках таяния снежников. На последних зафиксированы умеренно кислые (рН = 5,2) весьма пресные (М = 0,01 г/дм) воды. Сток вод направлен к элементам гидрографической сети, в основном же разгрузка горизонта происходит в водоносные подразделения дочетвертичных образований.

Водоносный (слабоводоносный) таликово-криогенный комплекс верхнеолейстоцен-голоценовых аллювиальных отложений (Q_{III-H}) развит в долинах крупных водотоков (рр. Кожым, Хальмерью, Балбанью и др.). Водовмещающие породы представлены валунно-гравийно-галечными отложениями с песчаным, супесчаным и суглинистым заполнителем. Мощность

комплекса достигает 3–10 м, уровни подземных вод обычно залегают вблизи дневной поверхности. Водообильность пород достаточно высокая, воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,06–0,1 г/л, нейтральные (рН = 6,5–7,9), очень мягкие [47].

Относительно водоносная криогенно-таликовая (таликовая) зона позднерифейских-кембрийских интрузивных и терригенно-вулканогенных образований (RF₃–Q) занимает примыкающую к Ляпинскому массиву пластину в составе Лемвинского наложенного адмассива. Образована пара- и ортосланцами, metabазальтами и метатифами, метариолитами и метадацитами молдвожской свиты, гранитоидами лемвинского и эссекситами воргавожского комплексов. Основная водоносность ее связана с трещинно-жильными водами зон разломов и, в меньшей степени, с зоной экзогенной трещиноватости в долинах рек и на отдельных присклоновых участках, где развиты преимущественно талые породы. Для участков со сплошным распространением ММП, где зона дренирования в основном проморожена, установлены низкие значения модуля стока (5,3 л/с·км²).

Относительно водоупорная, частично водоносная субкриогенная (криогенно-таликовая, таликовая) зона верхнекембрийско-нижнеордовикских вулканогенно-терригенных отложений (Q–O₁) занимает большую часть Лемвинского адмассива и представлена широко развитыми водоупорными сланцами и алевросланцами верхней части разреза погурейской свиты и менее распространенными водоносными конгломератами и песчаниками низов разреза. Общая мощность отложений достигает 1 600 м. Для большинства водосборов этих пород характерны низкие значения модуля стока – 8–13 л/с·км², для песчаников и конгломератов они увеличиваются до 20,0–24,4 л/с·км².

Водоносная субкриогенная (криогенно-таликовая, таликовая) зона нижнеордовикских терригенно-вулканогенных отложений (O₁). Представлена массивными и расчлененными metabазальтами, метадолеритами, а также парасланцами и алевропесчаниками кокпельской свиты мощностью до 1 000 м. Для водосборных площадей, сложенных этими отложениями, модули стока изменяются от 20,9 до 46,4 л/с·км². Воды пластово-трещинные и трещинно-жильные, мощность зоны интенсивной трещиноватости достигает 40 м. Расходы источников – 0,1–2 л/с, вблизи разломов – до 15 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые или магниевые, вдоль зон тектонических нарушений – хлоридные натриевые, минерализация 0,1–0,2 г/дм³ [68]. Питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод.

Относительно водоносная таликовая (криогенно-таликовая) зона рифейских-нижневендских вулканогенно-терригенных образований (RF–V₁) отвечает Ляпинскому массиву. Для метаморфизованных пород этой зоны в летнюю межень получены довольно низкие модули стока. Так, на субширотном участке долины р. Хальмерью, водосборная площадь которой представлена в основном сланцами мороинской свиты и кластолавами риолитов верхнесаблегорской подсвиты, модули стока составили 7,8–8,0 л/с·км², по приращению между створами – 7,4 л/с·км². Для дренируемых водосборов, сложенных только кислыми вулканитами, модули стока несколько выше – 17,6–17,9 л/с·км². Мощность зоны интенсивной трещиноватости рифейско-вендского массива достигает 30 м, трещиноватость затухает на глубине около 400 м от кровли [68]. В верхней части разреза воды грунтовые, с глубиной приобретают напор. По химическому составу грунтовые воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,05 г/дм³, нейтральные (рН = 7), очень мягкие, окисляемость перманганатная – 0,71 мг·О/дм³.

Водоносная (относительно водоносная) субкриогенная (криогенно-таликовая, таликовая) зона среднеордовикско-среднедевонских карбонатно-терригенных отложений (O₂–D₂) распространена в пределах Кожимского адмассива. Наличие трещиноватых (песчаники, кварциты) и карстующихся (известняки, доломиты) пород общей мощностью до 2 000 м, которые находятся в преимущественно талом состоянии в долине реки Кожым и на прилегающих к ней выположенных склонах, обуславливает развитие сравнительно выдержанных водоносных и слабо-водоносных подразделений. Отмечено поглощение значительного количества воды (5,8 м³/с) в ряде мест на р. Кожым, что, вероятно, связано с закарстованными известняками грубепендишорской толщи.

Относительно водоупорная субкриогенная (криогенно-таликовая) зона нижнерифейских амфиболит-сланцевых образований (RF₁) и относительно водоносная таликовая зона среднеордовикских-верхнедевонских осадочно-вулканогенных и интрузивных образований (O₂–D₃) целиком входят в состав смежных Неркаюского макроблока и Войкарского синклиория соответственно.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ АРТЕЗИАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Западно-Сибирская артезианская область (Б), занимающая юго-восточную часть листа, vyplнена мощной (до 1,6 км) толщей осадочных образований мезозойско–кайнозойского возраста, лежащей на фундаменте, сложенном осадочно-вулканогенными и интрузивными породами преимущественно каледоно–герцинского структурно-вещественного комплекса. Гидрогеологические особенности фундамента не изучены, а сведения о чехле получены в основном при производстве нефтепоисковых работ на смежных, зачастую удаленных от листа территориях. Имеющийся фактический материал позволяет на основании литологического состава пород условно выделить только несколько обобщенных водоносных комплексов.

Водоносный (слабоводоносный) таликово-криогенный комплекс верхнеолейстоцен–голоценовых аллювиальных отложений (Q_{III+IV}) наибольшим распространением пользуется в долине р. Хулга, где связан с I–IV надпойменными террасами, ширина которых достигает 8 км. В разрезе водовмещающих пород мощностью до 15–30 м обычно преобладают мелко- и среднезернистые пески и алевриты с примесью гравийно-галечного материала, галечно-песчаные отложения с валунами, иногда перекрытые пачкой (1,5–5 м) супесчано-суглинистых разностей. Уровень грунтовых вод свободный, и лишь при наличии в кровле водоупорных суглинков возникает местный напор до 3–8 м. Комплекс залегает первым от поверхности, питание его происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод в период весенне-летнего паводка. Между ним и нижележащими водоносными горизонтами имеется гидравлическая связь. Разгрузка осуществляется в речную сеть и подстилающие гидрогеологические подразделения. Воды комплекса пресные (минерализация не превышает 0,5 г/л) с преобладанием в солевом составе гидрокарбонатного аниона. Их жесткость составляет 0,6–0,7 мг-экв/л, а величина рН изменяется от 6,4 до 7,2 [26].

Водоносный локально водоупорный таликово-криогенный комплекс миоцен–среднеолейстоценовых морских и ледово-морских отложений (N_1-Q_{II}). Это подразделение, отвечающее пелымской свите, вольинской и малохосаинской толщам, наибольшее распространение получило в предгорной области юго-восточной части листа, где, слагая обширную террасовидную форму рельефа, подстилается водоупорными или обводненными отложениями мезозойского возраста.

В составе водовмещающих пород, мощность которых может достигать 40 м, преобладают пески и алевриты, иногда с гравием и валунами. Встречаются невыдержанные по мощности и простираию прослой глины, образующие водоупорные горизонты локального развития. Область питания располагается непосредственно на площади распространения комплекса, режим вод непостоянный и связан в основном с атмосферными осадками, уровнем осенних и весенних паводков и (в меньшей степени) с подтоком из подстилающих пород. Источники встречаются в долинах рек и на эрозионных склонах, дебит их не превышает 0,1–0,8 л/с. Вода пресная мягкая.

Локально-водоносный юрско–меловой комплекс объединяет мощную (до 1 000–1 600 м) толщу переслаивающихся песков, алевритов и глин; он полностью перекрыт двумя вышеописанными позднекайнозойскими комплексами (на рис. 9 не показан). Порово-пластовые скопления вод связаны в основном с пачками песков и линзами гравийно-галечных отложений яныманьинской и тольинской свит нижней юры, а также северососьвинской свиты нижнего мела. Юго-западнее территории листа они вскрыты на глубинах 50–180 м, носят как напорный, так и безнапорный характер. Дебит фонтанирующих скважин составил 0,9–2 л/с; воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые, минерализация их не превышает 0,65 г/л, общая жесткость достигает 4,47 мг-экв/л, а величина рН – 7–8,3 [21].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Экологическое благополучие территории зависит от взаимодействия таких главнейших факторов как: географическое и орографическое положение (климат, растительность, водный баланс и т. д.), геодинамический режим (развитие эндо-, и экзогенных процессов), состав и строение литосферы и степень техногенного воздействия на окружающую среду. Они обуславливают различия физико-географических обстановок и влияют на разнообразие и интенсивность видов миграции вещества, определяют степень геохимической и геодинамической устойчивости природной среды и способность ее к самовосстановлению.

Важнейшим этапом в решении вопросов экологической оценки является ландшафтное районирование, которое заключается в выделении участков, характеризующихся одинаковыми условиями формирования геоэкологической среды. Дифференциация территории выполнена с учетом климатических, почвенно-растительных, геоструктурных, геоморфологических условий; мерзлотных и гидрогеологических особенностей; специфики строения осадочного чехла. На формирование природно-ландшафтного многообразия площади наряду с широтной поясностью огромное влияние оказывает и высотная зональность, обусловленная принадлежностью района к горноскладчатому сооружению Урала.

Практически вся территория относится к площадям с ненарушенными естественными ландшафтами. Исключением являются участки техногенно-нарушенного рельефа в пределах полигонов старательской отработки россыпей и карьерной добычи коренного золота в бассейне р. Хальмерью. Незначительная техногенная нагрузка связана с проведением более ранних геологических исследований, поисковая стадия которых включала горные и буровые работы. В рамках ГМК-200 специализированные эколого-геохимические работы не проводились. Небольшой объем эколого-гидрогеологических исследований проведен в 2000–2001 гг. на объекте: «Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000, составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листа Q-41-XXVI».

Среднегорный субальпийский ландшафт гольцовых пустынь (1) развит в северо-западной приводораздельной части площади. Морфологически он представлен узкими гребневидными вершинами Уральского горного сооружения с крутыми и, реже, средней крутизны склонами, покрытыми маломощным чехлом щебнисто-глыбового материала. Доминирующие абсолютные отметки – 900–1 000 м (максимальные – до 1 350 м). Почвенный слой отсутствуют или же представлен примитивными зарождающимися горными почвами. По условиям миграции химических элементов данный ландшафтный комплекс относится к трансэлювиальному типу, для которого характерны нисходящие водные связи и слабый привнос материала извне.

Ландшафты характеризуются сплошным и прерывистым (в нижних частях склонов) развитием толщи многолетнемерзлых пород (ММП); мощность ее изменчива и достигает 300–700 м [67]. Толщина сезонно-талого слоя зависит от экспозиции склона и его крутизны, мощности и гранулометрического состава рыхлых отложений и изменяется от 1,5 до 6–9 м. Основными экзогенными геологическими процессами (ЭГП) для данного ландшафта являются гравитационные (курумообразование, осыпи и обвалы) и криогенные (морозное выветривание и др.); пораженность ландшафта ЭГП очень высокая и достигает 30–50 %. Геодинамическая устойчивость ландшафта нами оценена как низкая; геохимическая – ввиду значительной его автономности и преимущественно легкого состава почв – высокая.

Низкогорные денудационно-эрозионные ландшафты в зоне горной тундры (2) занимают значительную часть изученной территории и пространственно развиты в центральной и северо-западной ее части. В геоморфологическом плане это еще сильно расчлененная горная местность, с уплощенными водоразделами и средней крутизны склонами. Преобладающие абсолютные отметки – 550–800 м. Здесь можно наблюдать все подзоны (семейства) тундр: арктическую (с несомкнутым растительным покровом), среднюю, или типичную, (с мохово-лишайниковым, злаково-осоковым или гипново-травяным сообществом) и южную кустарнико-

вую (с ерником, карликовой ивой и напочвенным покровом из кустарничков, мхов и лишайников). Последняя в долинах рек и ручьев сменяется северной лесотундрой с угнетенным редколесьем и криволесьем. На участках ландшафта с достаточным дренажем преобладают дерновые субарктические почвы и альфегумусовые подбуры; в условиях затрудненного дренажа развиты тундровые почвы глеевого класса. Мощность почвенного горизонта незначительна.

Преобладающая часть ландшафта расположена в зоне развития сплошной мерзлоты; островной характер присущ подветренным склонам юго-восточной экспозиции. Мощности мерзлых пород 50–200 м; температуры – от 0 до –2° С. Здесь преобладает комплекс криогенных ЭГП: пучение, солифлюкция, курумообразование, наледообразование. В области талых пород, напротив, преобладают эрозионные процессы. Общая пораженность ландшафта экзогенными процессами достигает 40 %. Степень геодинамической устойчивости низкая. Геохимическая устойчивость – высокая.

Низкогорный аккумулятивно-денудационный ландшафт северной тайги (3) развит в центральной части листа и представляет собой низкогорную расчлененную возвышенность с общим наклоном на юго-восток. От описанного выше он отличается плавными очертаниями водоразделов и отчетливо выраженной субпараллельной ориентировкой речных долин, имеющей секущий характер по отношению к простирающемуся коренным породам. Склоны холмов пологие и только в южной части имеют среднюю крутизну; водоразделы – плоские, выровненные. Ландшафт относится к бореальной зоне и характеризуется высоким коэффициентом увлажнения; здесь преобладают кислые почвы, бедные гумусом (болотно-подзолистые и глееподзолистые). Господствуют хвойные леса, значительную примесь составляет береза.

Для ММП характерно маломощное островное развитие. Об этом свидетельствуют наблюдения, проводившиеся по скважинам и в подземных горных выработках (левобережье р. Хальмерью). Термометрические исследования в последних (на абс. отм. 450 м), показали положительные температуры горных пород. Температура изливающейся из горизонтальных скважин, воды +0,7 °С; температура пород на глубине 20–30 м от дневной поверхности +2,2 °С. Отмечены линзы конжеляционных льдов в трещинах горных пород. Полученные данные позволяют относить залесенные склоновые ландшафты к таликовым [76].

Из ЭГП наибольшее развитие получили эрозия и заболачивание, в меньшей мере наблюдаются криогенные процессы (обычно в пределах незалесенных водоразделов). Степень пораженности ландшафта ЭГП не превышает 25 %. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта средняя.

Грядовый денудационно-эрозионный ландшафт низких предгорий (4) пространственно приурочен к гряде Олыся-Мусюр, которая простирается с севера на юг территории полосой переменной ширины. Развитые здесь ультрамафиты, габброиды и вулканы слагают плоские вершины и склоны средней крутизны. Четвертичные отложения представлены маломощным элювием, делювием и коллювием. Западные склоны более пологие и хуже дренированные, из-за этого переувлажнены и подболочены; в нижних частях развиты торфяники мощностью до 0,5 м. Почвы дерново-подзолистые и глееподзолистые; на плоских водоразделах сложенных ультрамафитами почвы примитивные щебнистые с угнетенным листовичным криволесьем. На склонах произрастают смешанные елово-березовые леса с примесью кедра и лиственницы. Участки ранее выгоревшего леса покрыты березовым молодняком.

Пораженность ландшафта экзогенными геологическими процессами не превышает 20–25 %. Главные ЭГП – речная эрозия, заболачивание и осыпи. Степень устойчивости к геодинамическим воздействиям средняя; геохимическая устойчивость – высокая.

Аккумулятивно-денудационная предгорная равнина (5). Ландшафт развит на рыхлых аллювиально-морских и ледово-морских отложениях неоген-четвертичного возраста, мощность которых достигает 30–40 м. Характерно островное развитие слоя ММП. Мощность СТС в зависимости от характера растительности, экспозиции склона составляет от 1,5 до 10,0 м. На фоне обширной выровненной равнины с абсолютными отметками 100–140 м иногда возвышаются холмы, сложенные преимущественно алевритами с различной долей грубообломочного материала. Поверхность холмов субгоризонтальная, сухая, поросшая сосновым лесом. На хорошо дренируемых песчано-супесчаных отложениях образуются подзолистые иллювиально-гумусовые почвы; растительный покров представлен смешанными елово-сосновыми лесами, в наземном покрове – гипновые мхи и ягодники. На суглинистом субстрате формируются заболоченные почвы: сочетания глееподзолистых и торфянисто-подзолисто-глееватых. Преобладающими ЭГП являются заболачивание, термокарст, морозное пучение, речная эрозия. Степень пораженности высокая и достигает 35–40 %. Геодинамическая и геохимическая устойчивость – средняя.

Аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина (6) развита в юго-восточном углу пло-

щади и морфологически представляет плоскую поверхность на аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях высоких террас. Зона ММП имеет островное распространение; мощность СТС различна и зависит большей частью от состава четвертичного чехла. Почвы в основном болотные и глеево-подзолистые. На сухих участках произрастают елово-березовые леса. Основные ЭГП – заболачивание, термокарст; пораженность ими ландшафта достигает 50 %. Степень и геодинамической и геохимической устойчивости – низкая.

Эрозионно-аккумулятивные ландшафты речных долин (7). Выделены по наиболее крупным водотокам района. Характеризуются развитием сплошных таликов под руслами рек и островной мерзлоты под аллювиальными отложениями террас. В пределах долинно-террасового комплекса р. Кожым развита островная и массивно-островная мерзлота. ММП составляют 10–50 % имеют мощность от 10–15 до 20–25 м и приурочены к участкам пятнистых, мелкокочковатых кустарничково-моховых тундр. По материалам картировочного бурения на смежной территории [26] глубина залегания кровли ММП изменяется в широких пределах от 1 до 40 м и более. На высоких пойменных террасах в пределах аллювиального вида ландшафта формируются дерновые оподзоленные и дерново-глеевые почвы. На сухих возвышенных участках произрастают, в основном, елово-березовые леса со злаково-разнотравно-моховым напочвенным покровом. В переувлажненных понижениях – влаголюбивые кустарники, болотное разнотравье, мхи. По условиям миграции химических элементов ландшафт относится к супер-аквальному типу. Основными ЭГП являются речная эрозия, наледообразование, заболачивание, а в долине р. Хулги – термокарст; пораженность экзогенными процессами до 25 %. Устойчивость ландшафта к геодинамическим воздействиям средняя; геохимическая устойчивость низкая.

Участки техногенно-нарушенного и техногенно-измененного рельефа (8). Имеют ограниченное развитие и пространственно связаны с участками производства геолого-поисковых и добычных работ; они также включают в себя жилые и производственные комплексы с сетью временных дорог и подъездов. Эти участки характеризуются значительной нарушенностью почвенного и растительного покрова и образованием полигонов техногенно-переотложенных пород. В местах отработки россыпей (руч. Ошкашор, Пальникшор) нарушен гидродинамический режим русел, оставлены шламоотстойники и гряды перемытой горной массы. Существенные нарушения естественных ландшафтов отмечаются на площадках разведочных (правобережье ручья Воргавож, уч. Качаиз) и добычных (месторождение Сосновое) работ. В долинах рек Хальмерью, Бол. и Мал. Тынагота, Балбанью наблюдаются большие площади горелого леса; велика вероятностная связь горельников с деятельностью человека. Техногенные воздействия приводят к нарушению сложившегося геохимического и геодинамического равновесия, изменению состояния слоя ММП. Нарушение режима поверхностного стока вызывает заболачивание ландшафтов.

ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Одним из важнейших показателей для оценки экологического состояния геологической среды является качество подземных и поверхностных вод. В гидрогеологическом и гидрогеохимическом отношении район почти не изучен. Имеется небольшой объем аналитических данных, полученных в процессе незавершенных работ ГДП-200 этого же листа, отчетные материалы РЭП «Березовское» по Хальмерьюскому золоторудному узлу и материалы более ранних поисково-съемочных работ.

По химическому составу воды рыхлых склоновых отложений гидрокарбонатно-магниево-кальциевые (в безинфильтрационный период) и хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниевого в период выпадения атмосферных осадков и таяния снега. В поверхностных водотоках (рр. Хальмерью, Балбанью, М. Тынагота) состав их гидрокарбонатно-натриево-кальциевый. Воды ультрапресные, минерализация не превышает 50–70 мг/дм³; рН от 6,3 до 7,7. В микрокомпонентном составе повышенных содержаний элементов не обнаружено. Отмечены единичные пробы воды с концентрациями, превышающими местные фоновые: по сульфат-иону (до 12 мг/дм³ при фоне 2 мг/дм³), железу (0,13–0,15 при фоне <0,1 мг/дм³), алюминию (0,07 при фоне <0,04 мг/дм³). Отклонения по сульфат-иону объясняются влиянием хозяйственной деятельности, а по железу и алюминию – активным участием в питании рек болотных вод.

Подземные трещинно-жильные воды по химическому составу сульфатные с небольшим содержанием некоторых вредных микрокомпонентов в единичных пробах (Pb – 0,016 мг/дм³, Co – 0,08 мг/дм³), что вероятно связано с сульфидной минерализацией на участке [76].

В пределах техногенно-измененных ландшафтов в период таяния снегов и затяжных ливне-

вых дождей отмечается интенсивный плоскостной смыв с поверхностей нарушенных склонов. При этом большое количество взвеси выносится в русло рек Хальмерью и М. Тынагота, ухудшая качество питьевых вод. Воды р. Хальмерью в зоне техногенного воздействия умереннокислые (рН = 5,5). Отмечается присутствие нефтепродуктов в поверхностных водах руч. Пальникшор и р. Хальмерью. Содержание их невысокие, но должны стать сигналом для руководства рудника.

Наличие искусственных радионуклидов, зафиксированных в реке Хальмерью ($^{90}\text{Sr} = 0,02$ бк/л и $^{137}\text{Cs} = 0,78$ бк/л) свидетельствует о региональном техногенном переносе загрязняющих веществ. Повышенные значения естественных радионуклидов ($^{40}\text{K} = 45,1$ бк/л и $^{226}\text{Ra} = 4,02$ бк/л) связаны с отдельными породами магматических и метаморфизованных комплексов (гранитами, гнейсами и др.) слагающих водосборную площадь водотока.

В целом из имеющихся материалов можно сделать вывод о благополучном состоянии поверхностных и подземных вод района.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Хорошая обнаженность большей части территории, наличие существенно различных комплексов горных пород определяют ее геохимическую специализацию, а также характер и степень природного загрязнения окружающей среды. Литогеохимическая характеристика коренных пород, почв и донных осадков территории приводится в основном по результатам ранее проведенных работ и на базе собственных материалов, полученных при эколого-гидрогеологических исследованиях в рамках ГДП-200.

В коренных породах повышенные содержания химических элементов связаны с рудопрооявлениями и пунктами минерализации различных полезных ископаемых. Все эти объекты незначительны по своим размерам и концентрациям; воздействие их на окружающую среду невелико и локально, несмотря на достаточно значительные превышения предельно допустимых концентраций. Из элементов-загрязнителей, относящихся к первому классу опасности, на территории листа выявлены присутствующие в проявлениях свинец и цинк. По отдельным пробам превышение ПДК составляет сотни раз. Из элементов второго класса опасности наибольшее развитие имеют проявления хрома и меди.

Природное геохимическое загрязнение почв (в естественных ландшафтах) выражено повышенными содержаниями элементов всех классов токсичности. Максимальные концентрации (в единицах ПДК) наиболее распространенных элементов-загрязнителей первого класса достигают (ПДК): As (15), Pb (12), Zn (8), Zn (13); второго класса – Ni (78), Cr (75), Mo (25), Cu (15); третьего класса – Ba (11), V (5), Mn (10).

Единичные точки с повышенными содержаниями свинца и цинка встречаются практически по всей территории; больше всего их в верховьях и среднем течении рр. Бол. Тыкотлова, Бол. и Мал. Тынагота, Тэла-Шор, Мал. и Бол. Яротаю. Площадные аномалии Cr и Ni в почвах, достигающие соответственно 78 и 75 ПДК тесно связаны с развитием пород райизско-войкарского дунит-гарцбургитового комплекса. В донных отложениях водотоков, дренирующих массив, также отмечаются содержания этих элементов, превышающие ПДК в несколько (иногда в десятки) раз. С аномалиями хрома хорошо коррелируются резко повышенные для района значения кобальта. Широко развиты на территории площадные аномалии меди. Содержание Cu в контуре аномалий более $30 \cdot 10^{-3} \%$. Превышение предельно допустимых концентраций (ПДК $0,3 \cdot 10^{-3} \%$) достигает 100 и более раз. Необходимо отметить, что кларк Cu для почв по А. П. Виноградову – $2 \cdot 10^{-3} \%$, по Овчинникову Л. Н. – $3 \cdot 10^{-3} \%$.

По работам, проведенным в границах участков геологоразведочных работ, можно сделать вывод о незначительном нарушении почвенного покрова в их пределах, с течением времени оно практически полностью затушевано. Заметно изменение растительных сообществ в местах буровых площадок и на колеях старых вездеходных дорог разового использования. Наибольшей техногенной нарушенностью отличается участок реки Хальмерью, где нагрузка на окружающую среду значительно выше из-за возросшего объема разведочных и добычных работ.

Следует отметить и отсутствие явного техногенного источника геохимического загрязнения почв и природных вод на участках работ. Полученные результаты по биогеохимическим пробам указывают на приуроченность повышенных содержаний элементов к минерализованным зонам месторождений Сосновое и Пальникшорское. В одной из проб, отобранной в долине реки Хальмерью в пределах поселка, установлено содержание ртути $57 \cdot 10^{-6} \%$, что в 30 раз выше местного фона. На участке р. Тынагота повышенные содержания образуют 7 элементов, главные из которых Sn (2–3 ПДК), W (3–7 ПДК), Y (2–3 ПДК), второстепенные – Pb (3–5 ПДК),

Zn (2 ПДК). Зона повышенных концентраций ограничивает площадь природно-техногенного загрязнения почвенного слоя разрабатывавшимися кварцевожильными образованиями, измененными вмещающими породами и перемещенной горной массой при разведочно-добычных работах прошлых лет. Содержания элементов в целом не превышают 8 ПДК, поэтому опасность загрязнения почв оценивается как допустимая.

На основании вышеизложенного выделены площади с благоприятной, удовлетворительной и напряженной эколого-геологической обстановкой. Как благоприятная она оценена в большей части территории. Участки широкого развития неблагоприятных экзогенных геологических процессов и интенсивных природных геохимических аномалий отнесены к районам с удовлетворительной оценкой. В среднем течении реки Хальмерью, где интенсивно проводятся разведочные и добычные работы, эколого-геологическая обстановка оценивается как напряженная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изданию в 1972 г. Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа Q-41-XXVI первого поколения предшествовали лишь геолого-съёмочные работы того же масштаба. Позже, в восьмидесятых годах, территория была покрыта геологической съёмкой масштаба 1 : 50 000. ГДП-200, проводившееся с перерывами с 1992 по 2001 год (в том числе с 1999 по 2001 год – коллективом, впоследствии выполнившим работы по ГМК-200), вследствие финансового кризиса так и не было доведено до конца, завершившись информационным отчетом. Поэтому материалы ГМК-200 являются квинтэссенцией результатов полученных как в его рамках, так и при ГДП-200. Новые данные вместе с ретроинформацией по территории листа и смежным площадям позволили существенно изменить представления о геологическом строении и истории геологического развития района, что нашло отражение в комплекте Госгеолкарты-200 нового поколения.

Возраст большинства интрузивных комплексов, а также ряда стратонов основывается на радиологическом изучении цирконов, отобранных авторами в пределах данного листа и проанализированных в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ». Надежные значения установлены для верхнемолдавской подсвиты (624 ± 3 млн лет); эссекситов воргавожского комплекса ($508,7 \pm 2,2$ млн лет); гранитоидов Тынаготского массива лемвинского комплекса ($497,9 \pm 3,8$ млн лет); кислых вулканитов в погурейской свите ($484,6 \pm 3,1$ млн лет). Эти датировки хорошо увязываются со стратиграфическими построениями, принятыми авторами, и историей развития Урала, в целом. Получены первые изотопные данные по возрасту образований Неркаюского блока, принимавшихся ранее, без всяких на то оснований, как нижнепротерозойские. Абсолютный возраст цирконов апогаббровых амфиболитов выделенного балбаншорского комплекса матагаббрового предположительно указывает на их вендский (547 ± 14 млн лет) возраст. Аналогичные по возрасту габброиды парнукского комплекса Ляпинского антиклинория залегают среди образований позднего–среднего рифея.

Получено подтверждение, что более восточные (с участием вулканитов) разрезы погурейской свиты (связанной с зарождением раннепалеозойской континентально-рифтовой системы), являются одновозрастными с существенно терригенными (западными) разрезами этого же стратона. Первые картировались на территории листа в составе самых различных таксонов. Авторы понимают, что выделяемый восточный тип разреза не полностью соответствует стратотипическому для погурейской свиты и что в дальнейшем возможно выделение его в самостоятельный стратон.

В результате проведенных исследований составлена современная геологическая основа площади, отраженная на двух картах масштаба 1 : 200 000: геологической и неоген–четвертичных образований. Карты увязаны с серийной легендой и сопровождаются разрезами, стратиграфическими колонками, схемами и другими элементами зарамочного оформления; все они полностью корреспондируются с текстом объяснительной записки.

Уточнены условия формирования золоторудных объектов и критерии их размещения, в частности, установлены: связь их с зонами надвигов, роль осложняющих нарушений и влияние литологического фактора. Расширены перспективы Яроташорского и Тыкотловского проявлений.

Получены данные о более широком распространении никеленосных кор выветривания и о районах их возможного сохранения от денудации.

Установлено достаточно значимое развитие титанового (рутилового) оруденения предположительно метаморфо-метасоматического генезиса и связь его с зонами эпигенетических изменений, наложенными на тела амфиболитов Неркаюского макроблока. Однако неясность типа оруденения, отсутствие в регионе аналогов и слабая изученность не позволяют оценивать его в настоящий момент как перспективное. Следует отметить, что у авторов по этому поводу не было единства – высказывалось и совершенно противоположное мнение.

В юго-восточной части площади установлена связь золотоносности современного аллювия (содержания золота достигают 504–620 мг/м³) с перемывом аллювиально-морских фаций образований неогена, указывающая на перспективы золотоносности последних. Южнее территории листа в Приуральской части Западно-Сибирской низменности, по данным проведенных в последние годы площадных геохимических работ, установлена серия потоков рассеяния золота, возможно, также связанная с золотоносностью прибрежно-морских образований и существенно расширяющая их перспективы.

По данным профильных электроразведочных работ подтверждено наличие древнего аллювия в Балбаньюнской эрозионно-структурной депрессии. Палеодепрессия, с которой совпадают долины рек Балбанью и Мал. Тыкотлова, выражена резким врезом в коренное ложе, выполненным песчано-галечной толщей мощностью до 30–50 м. Максимальная ширина палеоструктуры достигает 1 км. Перекрывающий суглинок, мощностью не менее трех метров и подболоченность долин не позволили вскрыть потенциально перспективную толщу и оценить ее золотоносность. Положение депрессии, ее предполагаемое строение и аналогия с подобными образованиями Кожимского золотороссыпного района позволяют оценивать ее перспективы на россыпное золото как достаточно высокие.

К сожалению, несмотря на все приложенные усилия, не удалось установить коренной источник аллювиальных и элювиально-делювиальных шлиховых ореолов шеелита, характеризующихся высокой его концентрацией. Данное обстоятельство не позволило прогнозировать на площади вольфрамовое оруденение ввиду отсутствия подтвержденных данных о формационном типе минерализации, условиях и закономерностях ее локализации. Эта проблема носит региональный характер – подобные шлиховые ореолы шеелита (пусть и с меньшими содержаниями), а также потоки рассеяния вольфрама трассируют полосу развития раннепалеозойских вулканогенных, вулканогенно-терригенных толщ «лемвинских фаций» вдоль восточного склона Приполярного и Северного Урала.

В результате выполненного комплекса прогнозно-минерагенических исследований составлена современная карта масштаба 1 : 200 000 полезных ископаемых и закономерностей их размещения, а также прогнозно-минерагенические карты того же масштаба (представленные в базе данных) на коренное и россыпное золото, никель и хром, прогнозно-минерагенические схемы. Осуществлено ранжирование территории с выделением локальных минерагенических подразделений, увязанных с региональными таксонами. Произведен подсчет прогнозных ресурсов. Прогнозный потенциал площади составляет: золото (коренные объекты) – 134,6 т, золото (россыпные объекты) – 10,7 т, хромит – 8 млн т, титан – 7 млн т TiO₂, ванадий – 270 тыс. т V, свинец – 230 тыс. т, цинк – 200 тыс. т, кадмий – 1 тыс. т.

Дальнейшие минерагенические и поисковые исследования на территории листа следует сосредоточить на:

- выявлении коренных источников шеелита, в т. ч. с постановкой детальных литогеохимических работ по вторичным ореолам рассеяния;
- подтверждении золотоносности аллювиальных и аллювиально-морских отложений неогена – низов квартала в приуральской части Западно-Сибирской низменности с использованием буровых работ в зимний период;
- исследовании золотоносности Балбаньюнской эрозионно-структурной депрессии с применением буровых работ или зимней проходки шурфов;
- изучении практически оставшейся без внимания мелкоразмерной, но обильной мусковитовой минерализации в метаморфизованных отложениях неркаюской свиты с целью оценки химического состава, технологических свойств и возможности промышленного использования. В случае положительного результата необходимо выявление продуктивных горизонтов и исследование возможных попутных компонентов – граната и рутила.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Буряк В. А. *Метаморфизм и рудообразование*. – М.: Недра, 1982. 256 с.
2. Генералов П. П. О речных террасах Северо-Сосьвинского и Ляпинского Урала в связи с проблемой плейстоценовых оледенений // В сб.: *Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала*. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 52. – Тюмень, 1972. С. 25–47.
3. Генералов П. П. Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения // В сб.: *Материалы по геоморфологии Северного и Приполярного Урала и Зауралья*. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 71. – Тюмень, 1973. С. 5–131.
4. Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л., Наседкина В. А. *Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия*. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
5. Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л., Наседкина В. А. *Ордовик Приполярного Урала. Палеонтология*. – Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
6. Денисенко В. К., Лобков В. Л., Гапошин И. Г., Кутырева М. Ф. *Стратиформные редкометалльные месторождения*. – Л.: Недра, 1986. 231 с.
7. Иванов В. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Р-40 (Североуральск). – СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2007.
8. Кузнецов Ю. А. *Главные типы магматических формаций*. – М.: Недра, 1964. 387 с.
9. Лупанова Н. П., Маркин В. В. *Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала)*. – М.–Л.: Наука, 1964. 176 с.
10. *Магматические формации СССР / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др.* М-во геологии СССР. ВСЕГЕИ. – Л.: Недра, 1979. Т. 1, 318 с., Т. 2, 279 с.
11. *Месторождения литофильных редких металлов / Под ред. Л. Н. Овчинникова, Н. А. Солодова*. – М.: Недра, 1980.
12. *Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е. В. Плещев, О. П. Ушаков, В. В. Шагов, Г. М. Беляев*. – Л.: Недра, 1981. 262 с.
13. Пинус Г. В. *Таннуольский интрузивный комплекс (Тува)*. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961.
14. *Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта / М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, А. П. Лихачев и др.* – М.: Недра, 1987. 246 с.
15. Пучков В. Н. *Батильные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей*. – М.: Наука, 1979. 257 с.
16. Пыстин А. М. *Полиметаморфические комплексы западного склона Урала*. – СПб: Наука, 1994. 208 с.
17. Ровнина Л. В., Родионова М. К. и др. *Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири*. – М.: Наука, 1985.
18. *Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочного и горнорудного производства / Под редакцией К. К. Золоева, М. С. Рапопорта, А. В. Сурганова, В. Н. Хрыпова*. – Екатеринбург–Ханты-Мансийск: Правительство Ханты-Мансийского автономного округа, Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, Департамент по нефти, газу и минеральным ресурсам Ханты-Мансийского автономного округа // Научное издание. 2001, 176 с.
19. Тимонин Н. И. *Тектоника гряды Чернышова*. – Л.: Наука, 1975. 130 с.
20. Филатов А. Ф., Ким Г. П. *Особенности геологического строения и характеристика золоторудных объектов Хальмерьинской площади (Приполярный Урал) // В сб.: Проблемы освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на Полярном Урале / Труды III Полярно-Уральской научно-практической конференции*. – Салехард, 2007. С. 189–194.
21. Цымбалюк А. В., Коркин В. М. *Геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200 000. Лист Q-41-XXVI*. – М., 1975.
22. Шишкин М. А. *Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Новая серия. Листы Q-41-XIX, XX (приняты к изданию в 2001 г.)*.
23. Шишкин М. А. *Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия: лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка (МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ФГУП «ВСЕГЕИ», ЗАО «МИРЕКО», ФГУП «ЗапСибГеоНАЦ»)*. – СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2005.
24. *Rb-Sr изотопное датирование кислых вулканитов хребта Малдындыр / С. Г. Червяковский, Ю. Л. Ронкин, О. П. Лепихина, Е. Н. Волчек // В сб.: Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Второе Всероссийское петрографическое совещание, Т. IV*. – Сыктывкар, 2000.

Фондовая

25. *Агеев В. Н., Мезенцев М. П.* Результаты поисковых работ на коренное золото в бассейне реки Хальмер – Ю. Приполярный Урал // Отчет по работам Хальмерьюской партии за 1969–1970 гг. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1970.
26. *Астапов П. А.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 листов Q-41-71, 72, XXIV, XXVII, XXVIII, XXX, XXXII, XXXIV, XXXVI, Q 42-85, 86, XXV, XXXI, и геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 листов Q-42-61, 62, 73, 74, Q-41-XXIX, XXXV (Нижнеобская площадь). – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 1998.
27. *Афанасьев А. К. и др.* Отчет по объекту: Производство групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на западном склоне Приполярного Урала на территории листов Q-40-83-Г; 84-В, Г; 95-Б, Г; 96-А (а, б, в), Б (б, г), В; Q-41-73-В, Г; 74-В, Г; 85-А, Б, Г; 86-А, Б, В, Г (результаты работ Кожимской ГСП за 1981–1986 гг., в 3 томах). – Воркута, 1986.
28. *Беляевских С. Г., Зайков В. В.* Отчет по производству поисковых работ на хромиты в южной части Войкар-Сынинского гипербазитового массива (по работам 1976–1977 гг.). – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1978.
29. *Бойков Г. В., Кулиджанян В. Е., Салимов Р. Х.* Отчет о детальной разведке россыпей золота в долинах правых и левых притоков р. Хальмерь-Ю (руч. Пальник-Шор, Безьянный I, II, Ошка-Шор, р. Мал. Тынагота) с подсчетом запасов на 01.07.1985 г. – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 1985.
30. *Бойков Г. В., Казаков П. В. и др.* Отчет по общим поискам на россыпное золото в северной части Ляпинского золотоносного района за 1980–1987 гг. – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 1987.
31. *Бойчевский Г. П., Исаенко Ю. Г.* Отчет по результатам проведения общих поисков россыпей золота в палеодолинах и древних тальвегах бассейна верхнего течения р. Кожим. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1986.
32. *Бойчевский Г. И., Исаенко Ю. Г., Царев А. М. и др.* Отчет по результатам проведения работ по объекту: Детальная разведка россыпного золота на участках Хрустальный и Железнодорожный в бассейне р. Кожим. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1986.
33. *Болтенков Н. Д., Бужор П. Н.* Отчет о результатах предварительной разведки на участке «Сосновый». – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 1996.
34. *Бужор П. Н., Болтенков Н. Д., Власов В. А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Хальмерьинского рудного узла и на Пальникшорском проявлении. – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 2001.
35. *Вознесенский А. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Балбанью-Кожимского района // Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 с общими поисками Малдинской площади на территории листов Q-40-108-Г, 41-97-А, Б, В (1986–1990 гг.) и Яротской площади на территории листов Q-41-98-Г, 99-А (1987–1990 гг.) (Отчет Малдинской ГСП за 1986–1991 гг.). – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1991.
36. *Волков С. Н., Мельников А. С., Ерошевская Р. И. и др.* Окончательный отчет по теме: Стратиграфия, петрография и тектоника среднепалеозойских вулканогенных толщ восточного склона Приполярного Урала. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1963.
37. *Высоцкий К. А.* Отчет по теме: Составление прогнозной карты на рудное золото масштаба 1 : 200 000 Кожимо-Маньинского района Приполярного Урала. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1983.
38. *Гаврилов Ю. М., Тараканов Ф. Ф., Панев В. И. и др.* Результаты аэро- и наземных поисков, проведенных на Приполярном Урале в 1972–1974 годах (Отчет Леввинской партии № 85 за 1972–1974 гг.). – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1974.
39. *Генералов П. П., Засядько Г. Н., Турчак Л. Н.* Геоморфологические исследования территории Приполярного Урала с целью составления прогнозной карты на золото на геоморфологической основе масштаба 1 : 200 000 / ЗапСибНИГНИ. – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 1970.
40. *Гетьман Д. С.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ и предварительной разведки россыпей золота в бассейне верхнего течения р. Хальмерью. – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 1995.
41. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Терешко В. В.* Отчет по объекту: Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования масштаба 1 : 50 000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала за 1986–1989 гг. – Воркута: ФГУ «ГФИ по РК» (Сыктывкар), 1989. 218 с.
42. *Дембовский Б. Я., Иванов В. Н. и др.* Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 2000.
43. *Ерема Г. А., Полевина В. Г. и др.* Отчет о результатах комплексной аэрогамма-спектрометрической и аэромагнитной съемки на территории Приполярного Урала за 1977 г. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1978.
44. *Ерема Г. А., Тарутин В. А.* Отчет о результатах комплексной аэрогамма-спектрометрической и аэромагнитной съемки на территории Приполярного Урала за 1976 г. – Сыктывкар: ГУ «ГФИ РК», 1977.
45. *Ефимов Ю. М., Рауш А. П.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, выполненного на Хулгинской площади в 1980 году. – Тюмень: ФГУ «ГФИ по Тюменской области», 1980.
46. *Иванов В. Н., Кузенков Н. А., Курзанов И. Ю. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Торгово-Патокской площади на территории листов Q-40-131-А, Б, В, Г, 143-А (а, б), Б (а, б) с общими поисками. – Сыктывкар: ФГУ «ГФИ по РК», 1995.
47. *Иванов В. Н., Кузенков Н. А., Курзанов И. Ю. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листов Q-40-XXX, Q-41-XXV (Косью-Кожимский район). – Сыктывкар: ГУ «ГФИ РК», 2002.
48. *Иванов В. Н., Кузенков Н. А., Курзанов И. Ю. и др.* Информационный отчет по незавершенным работам по объекту: Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000, составление и подготовка к изданию Госгеолкар-

- ты-200 (новая серия) листа Q-41-XXVI. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по Ханты-Мансийскому АО» (Ханты-Мансийск), 2007.
49. *Иванов В. Н., Яковленко Е. М., Подольская Г. П. и др.* Производство поисковых работ на коренное золото в северной части Ляпинского антиклинария Приполярного Урала (общие поиски). – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1984.
50. *Клейнер М. Н.* Карта прогноза и перспективные запасы пьезокварца по хрусталеносной провинции Приполярного Урала. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1961.
51. *Коркин В. М., Сазонов Г. К.* Результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 (отчет о работе Хулгинской партии за 1960–1964 гг.). – Тюмень: ФГУ «ТФИ по РК» (Сыктывкар), 1964.
52. *Красностанов С. Е., Комарицкий С. И.* Отчет по результатам тематических работ по объекту: Выделение хромитоносных магматических формаций и оценка их перспектив в пределах территории восточного склона Северного и Приполярного Урала. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 2003.
53. *Кузнецов Ю. А.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото в средней части долины р. Хальмерью за 1977–1979 гг. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 1979.
54. *Кузнецов Ю. А.* Схематическая карта эндогенной золотоносности Восточного склона Северного и Приполярного Урала. Сосьвинская ГРЭ. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 1979.
55. *Ладыгин А. И.* О результатах детальной разведки россыпного золота в долинах водотоков низкого порядка бассейнов рр. Кожим и Лимбеко-Ю. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1996.
56. *Латыпов А. А. и др.* Отчет о работе горной геофизической партии № 48/70 на восточном склоне Приполярного Урала в 1970 г. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1971.
57. *Лютиков Н. В.* Отчет по объекту: Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Восточно-Грубеинской площади на территории листов Q-41-76-В, Г; 77-В и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 листов Q-41-76-А, Б (рабочие материалы).
58. *Макаровичкин В. И.* Отчет по прогнозно-поисковым работам на цветные и декоративно-облицовочные камни в пределах зоны Главного Уральского Глубинного разлома на Приполярном Урале за 1992–1996 гг. – Саранпауль: ФГУ «ТФИ по Тюменской области» (Тюмень), 1996.
59. *Максимова С. И., Костыгов Н. А.* Отчет о работе Северо-Уральской гравиметровой партии № 552/73 в 1973–1974 гг. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1974.
60. *Матвеева Е. В., Остроумова Н. П., Бражник А. В. и др.* Отчет по теме 59д (193): Изучение закономерностей размещения золотого оруденения в пределах Халмерьинского рудного поля. – М.: ЦНИГРИ, 2003.
61. *Матвеева Е. В., Яновский В. М., Риндзюнская Н. М. и др.* Отчет по теме 43Д (136.98): Геолого-геоморфологические основы прогнозирования и оценка золотоносности кор выветривания восточного склона Северного и Приполярного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
62. *Матвеева Е. В., Яновский В. М., Риндзюнская Н. М. и др.* Отчет по теме 47Д (3 БМ/98): Анализ золотоносности и оценка прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота восточного склона Северного и Приполярного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
63. *Мезенцев М. П., Агеенко В. Н.* Результаты поисковых работ на коренное золото в бассейне реки Хальмер – Ю. Приполярный Урал (Отчет по работам Пальникшорской партии за 1970 г.). – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 1971.
64. *Мезенцев М. П., Суханов А. И., Селезнёв А. И. и др.* Результаты поисково-съёмочных работ в бассейнах верховий рек Бол. Тыкотлова и Балбанью. Приполярный Урал (Отчет по работам Северо-Уральской поисково-съёмочной партии за 1971–1973 гг.). – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1974.
65. *Миняйло Л. А.* Прогнозная оценка запасов золота и серебра в недрах Севера Урала по состоянию на 01.01.1976 г. (в пределах Тюменской области) // Отчет ЗапСибНИГНИ. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 1976.
66. *Нефедов В. А., Митюшова В. С., Золотарев Т. И., Миняйло Л. А.* Геологическая оценка прогнозных ресурсов меди, полиметаллов, россыпного золота и составление программы работ на XIII пятилетку (территория деятельности Сосьвинской ГРЭ). Отчет по договорам № 028 и № 028/1 за 1988–1990 гг. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 1990.
67. *Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И., Новоселов Е. Ф.* Геоэкологическая съемка территории деятельности ГПП «Полярноуралгеология» масштаба 1 : 1 000 000. – Воркута: Росгеолфонд, Воркутинское отделение ФГУ «ТФИ по РК», 2000.
68. *Огородникова Г. П.* Отчет по теме: Оценка обеспеченности хозяйственно-питьевого водоснабжения Республики Коми. Т. 1. – Ухта: ФГУ «ТФИ по РК» (Сыктывкар), № 11094, 1999.
69. *Подбелова Е. А., Харламов Ю. С.* Отчет о работах Уральской и Салехардской аэрогеофизических партий за 1964 г. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1965.
70. *Попов М. Я., Куклев В. П.* Изучение закономерностей размещения твердых полезных ископаемых, оценка их перспективности и определение прогнозных ресурсов Севера Урала с рекомендациями по направлению поисков и разведки. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1983.
71. *Потанина Е. А., Рубцов А. И.* Отчет о выполнении работ по объекту: Разбраковка геохимических аномалий, выявленных на западном склоне Урала и Пай-Хоя в 1970–1977 гг. при геологической съемке масштаба 1 : 50 000. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», № 5207, 1979.
72. *Пыстин А. М. и др.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-41-99-Г (б, г), 100-В, Г, 111-Б (б, г), В, Г, 112-А, Б, В, Г (а): Результаты геологосъемочных работ в бассейнах рек Хальмерью и Балбанью на Приполярном Урале (Тыкотловская ГСП, 1976–1979 гг.). – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1981.
73. *Пыстин А. М., Жданов А. В.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-41-77-Г; 78-Б (а, б, в), В; 88; 89-а, б, В; 90-А (Сынинская ГПСП 1976–1977 гг.; Тыкотловская ГСП, 1979–1981 гг.). – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1982.

74. Риндзюнская Н. М., Набровенков О. С., Иванов Н. М. и др. Разработка геолого-геоморфологических основ поисков россыпных месторождений золота Приполярного и Полярного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 1985.
75. Рубцов А. И., Сорокотягина В. В. Составление геохимических карт Севера Урала в масштабах 1 : 1 000 000–1 : 500 000. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1984.
76. Савчук Ю. С. Отчет о результатах работ по оценке Северного фланга месторождения «Сосновое» за 2001–2004 гг. – Обнинск, 2004.
77. Сабуров Г. Я., Плякин А. М. и др. Составление сводной геологической карты масштаба 1 : 500 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1984.
78. Сапельников В. П., Шатров В. П. и др. Стратиграфическое расчленение верхнесилурийских–среднедевонских отложений восточного склона севера Урала на основании изучения ископаемой фауны с целью направления поисковых работ на бокситы. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1979.
79. Саранин А. А., Горский-Кручинин В. И., Таптыков Ю. В. и др. Геологическое строение территории листов Q-41-87-В, Г; Q-41-99-А (Отчет Салемьюской ГПСП за 1965–1966 гг. и Парнокской ГПСП за 1967 г. по геолого-поисково-съёмочным работам масштаб 1 : 50 000). – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1968.
80. Симоненко В. П., Проценко В. Ф., Ким Г. П. и др. Отчет о результатах завершения предварительной разведки на золоторудном месторождении Сосновое и оценки перспектив золотоносности Пальникшорского рудопроявления за 1998–2001 гг. – Обнинск: ОАО РЭП «Березовское», 2003.
81. Соседков Э. С., Брагин П. Е. и др. Отчет о результатах геолого-геофизических работ Хулгинской КГПП, выполненных в бассейнах рек Большой и Мал. Тынаготы, на восточном склоне Приполярного Урала в 1968–1974 гг. (Тюменская КГРЭ Главтюменьгеологии). – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1974.
82. Ушланов А. Ф. Отчеты специальной партии по массовым поискам Тюменского ТГУ. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 1968.
83. Федорова С. О., Столяренко В. В., Заскинд Е. С. Оценка перспектив и прогнозных ресурсов рудной и россыпной платиноносности (МПГ) восточного склона Северного и Приполярного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 2003.
84. Филатов А. Ф. Поисковые работы на рудное золото в пределах Хальмерьянского рудного поля за 2001–2003 гг. – Обнинск: ОАО РЭП «Березовское», 2003.
85. Хинич М. И., Никишиев Ю. А. Отчет о результатах гравиметровой съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1970–1971 гг. на территории северо-западной части Тюменской области. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1973.
86. Чащин А. Н., Шальных В. С. Отчет о работах Приполярной гравиметрической партии на восточном склоне Приполярного Урала. – Сыктывкар: ФГУ «ТФИ по РК», 1970.
87. Чурсин А. В., Прутьян А. М., Гриневиц С. В. Отчет по теме: Составление сводной карты и цифровой модели карты аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 на Уральскую часть Ханты-Мансийского автономного округа – Югры. – Екатеринбург: ФГУ «ТФИ по Ханты-Мансийскому АО» (Ханты-Мансийск), 2004.
88. Шатнов В. Ю., Чурсин А. В., Альтман В. Л., Овсов М. К. и др. Отчет по объекту: Опережающие геофизические и геохимические работы масштаба 1 : 200 000 для регионального минерагенического районирования Уральской части территории ХМАО за 2003–2007 гг. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 2007.
89. Шишкин М. А. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Грубеинской площади на территории листов Q-41-75В, Г, Q-41-87А, Б, В, Г (Отчет Грубеинской ГСП за 1983–1988 гг.). ГПП «Полярноуралгеология». – Воркута: ФГУ «ТФИ по РК» (Сыктывкар), 1988. 1124 с.
90. Шишкин М. А., Малых О. Н., Афанасьева Т. А. и др. Отчет по объекту ГДП-200 листов Q-41-ХІХ, ХХ (Пачвожско-Лемвинская площадь). – Воркута: ФГУ «ТФИ по РК» (Сыктывкар), 2002.
91. Шишкин М. А., Олиферук А. Ф., Шлома М. П. и др. Поисковые и поисково-оценочные работы на марганец на Пачвожской перспективной площади (Отчет Пачвожской ГРП за 1986–1995 гг.). ГПП «Полярноуралгеология». – Воркута: ФГУ «ТФИ по РК» (Сыктывкар), 1995. 434 с.
92. Шкутова О. В., Чергинец В. Ф. Отчет о работе Токинской геофизической партии № 55/71-73 на восточном склоне Приполярного Урала. – Тюмень: ФГУ «ТФИ по Тюменской области», 1974.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых
листа Q-41-XXVI масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – корен- ное, Р – россып- ное)	Номер по списку ис- пользованной литературы	Примечание, со- стояние эксплуа- тации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	1	Бадья-Шор	Р	[55]	Законсерв.
I-1	7	Хрустальный	Р	[32]	Законсерв.
I-1	13	Селэмью	Р	[32]	Законсерв.
I-1	15	Яротаю	Р	[32]	Законсерв.
I-1	18	Гранатовый	Р	[32]	Законсерв.
III-1	13	Воргавож	К	[20, 76]	Законсерв.
III-1	24	Малая Тынагота	Р	[29]	Законсерв.
III-1	26	Гэлаиз	К	[76]	Законсерв.
III-1	35	Сосновое	К	[80, 84, 76, 62]	Эксплуат.
III-1	36	Среднехальмерьинская	Р	[29, 66]	Законсерв.
III-1	39	Ошкашор	Р	[29, 62]	Законсерв.
III-1	37	Безымянный II	Р	[29, 62]	Законсерв.
III-1	40	Пальникшор	Р	[29, 62]	Законсерв.
III-1	41	Безымянный I	Р	[29, 62]	Законсерв.

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листа Q-41-XXVI 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 использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-1	2	верховья р. Мал. Бадьяю	[51]	ПМ. Прослой железистых кварцитов
I-2	9	устье левого притока р. Мал. Тыкотлова	[64]	ПМ. Среди вулканитов основного состава прослой кварцитовидных хлорит-кварцевых сланцев с тонкораспыленным гематитом
I-2	10	левый борт р. Мал. Тыкотлова	[64]	ПМ. Зона окварцевания, карбонатизации и гематизации в зеленых аповулканогенных сланцах
I-2	13	правый борт р. Мал. Тыкотлова	[64]	ПМ. Среди расланцованных метаандезибазальтов свалы кварцитов с гематитовой минерализацией
I-2	22	левый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. Прослой железистых кварцитов (гематит, магнетит) в туфолах андезибазальтов
I-2	26	правый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. В породах кварц-гематитового, эпидот-полевошпатового и эпидот-магнетитового состава повышенные содержания железа
III-4	7	междуречье р. Бол. Нядокота и руч. Максимка	[72]	ПМ. Пржилки магнетита в гарцбургитах
III-4	18	левый борт р. Бол. Хосая	[72]	ПМ. Пржилки магнетита в гарцбургитах
IV-3	15	правый борт р. Мал. Хосая	[51]	ПМ. Вкрапленность титаномагнетита в кварцевых диоритах и габбро
IV-4	2	правый борт р. Мал. Хосая	[51]	ПМ. Вкрапленность титаномагнетита в кварцевых диоритах и габбро
<i>Хром</i>				
III-4	1	руч. Максимка	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома и никеля
III-4	12	левый борт р. Бол. Нядокота	[28]	ПМ. Элювиально-делювиальный шлейф дунитов со средне-, густовкрапленной минерализацией хромита
III-4	13	рр. Бол. и Мал. Нядокота	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома
III-4	16	левый борт р. Бол. Хосая	[28]	ПМ. Элювиально-делювиальные свалы интенсивно серпентинизированных дунитов с убогой вкрапленностью хромита и магнетита
III-4	19	правый борт р. Бол. Хосая	[72]	ПМ. Струйчато-вкрапленная хромитовая минерализация в гипербазитах
III-4	20	р. Бол. Хосая	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома
IV-1	19	Кедровое I	[28]	П. В серпентинизированных дунитах струйчатая убогая вкрапленность хромита
IV-2	10	руч. Эрэпшор	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома и никеля
IV-2	12	р. Налимаю	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома
IV-2	14	Синотвож	[51, 28]	П. Шлиры и вкрапленность хромита в дунитах
IV-2	15	левый борт руч. Синотвож	[51]	ПМ. Шлиры хромита в серпентинизированных дунитах и серпентинитах
IV-3	2	водораздел руч. Олысяель и руч. Поскашор	[51]	ПМ. Шлиры хромита в серпентинизированных дунитах
IV-3	5	правый борт руч. Сера-нияель	[28]	ПМ. В серпентинизированных дунитах убогая вкрапленность и струи хромшпинелидов и магнетита
IV-3	6	водораздел р. Мал. Хосая и руч. Поскашор	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома и никеля

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	10	водораздел р. Мал. Хосая и руч. Кырнышьёль	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома и никеля
IV-3	12	левый борт р. Мал. Хосая	[28]	ПМ. Элювиально-делювиальные свалы серпентинизированных дунитов со струями, вкрапленностью и шширами хромомagnetита
IV-3	13	руч. Мусюрулынъёль	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания хрома и никеля
IV-3	14	водораздел руч. Мусюрулынъёль и руч. Кырнышьёль	[72]	ПМ. Мелкие линзовидные тела струйчато-вкрапленных хромитовых руд в дунитах
<i>Титан</i>				
I-4	26	руч. Балбаншор	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
I-4	28	левый приток р. Балбанью	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
I-4	34	левый борт р. Балбанью	[ГМК-200]	ПМ. В гранат-амфибол-слюдистых сланцах кварцевая жила мощностью 1,0 м со столбчатыми кристаллами рутила
I-4	35	левый борт р. Балбанью	[ГМК-200]	ПМ. В амфиболитах кварцевые жилы с рутилом
I-4	37	безымянный ручей	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
I-4	38	левый приток р. Балбанью	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
I-4	41	водораздел р. Балбанью и руч. Балбаншор	[51, 64]	ПМ. Кварцевая жила с редкими кристаллами рутила длиной до 5 см
I-4	42	безымянный ручей	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
II-4	5	р. Выхолью	[51]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания титана
II-4	6	правый борт р. Балбанью	[51]	ПМ. Кристаллы рутила в кварцевых жилах
II-4	9	правый борт р. Неркау	[ГМК-200]	ПМ. Среди элювиальных свалов амфиболитов редкие обломки жильного кварца с одиночными кристаллами рутила. Присутствуют вкрапленники халькопирита с медной зеленью
II-4	10	правый борт долины р. Неркау	[72]	ПМ. Тонкая вкрапленность рутила в эклогитах, кварцевых гранатитах и мусковит-кварцевых сланцах. Маломощные невыдержанные по простиранию зоны черных ильменит-мусковит-кварцевых сланцев
II-4	11	правый борт долины р. Неркау	[ГМК-200]	ПМ. Кристаллы рутила в метасоматитах кварц-гранат-актинолит-альбит-слюдистого состава
II-4	12	правый борт р. Юж. Воргашор	[ГМК-200]	ПМ. Свалы амфиболитов, кварца и метасоматитов эпидот-кварцевого, хлорит-слюдисто-кварцевого состава с рутилом
II-4	14	правый борт р. Юж. Воргашор	[72, ГМК-200]	ПМ. Тонкая вкрапленность рутила в малослюдистых эклогитах и альбит-гранатовых пироксенсодержащих амфиболитах. В амфиболитах повышенные содержания TiO ₂
II-4	15	правый приток р. Неркау	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
II-4	17	Нядокота	[ГМК-200]	П. В амфиболитах зоны актинолит-эпидот-альбит-хлорит-кварц-слюдистых метасоматитов с кварцевыми жилами и прожилками, содержащими рутил
III-3	4	р. Доръёль	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
III-3	5	р. Мал. Хосая	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
III-3	6	р. Щомэсьёль	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
III-3	7	р. Олысяёль	[88]	ВГХП. В русловых отложениях повышенные содержания титана
III-4	4	правый борт р. Бол. Нядокота	[ГМК-200]	ПМ. Среди делювиальных свалов метагаббро и гранатсодержащих кварцевых амфиболитов кварц-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				актинолит-альбитовые метасоматиты с кристаллами рутила
III-4	6	р. Мал. Нядокота	[88]	ВГХП. Повышенное содержание титана в русловых отложениях водотока
III-4	8	водораздел р. Мал. и Бол. Нядокота	[72, ГМК-200]	ПМ. Тонкая вкрапленность рутила в эклогитах, кварц-гранатовых амфиболитах и мусковит-кварцевых сланцах. Маломощные невыдержанные по простирацию зоны черных ильменит-мусковит-кварцевых сланцев
III-4	14	правый борт р. Мал. Нядокота	[72, ГМК-200]	ПМ. Свалы эклогитов и кварц-гранатовых массивных амфиболитов с тонкой вкрапленностью рутила
IV-2	1	водораздел руч. Воргашор и руч. Кырнышгёль	[108, ГМК-200]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации титана, марганца, цинка. В районе ореола выявлены обломки кварц-слюдистых сланцев и кварца с актинолитом и игольчатым рутилом
IV-2	2	левый борт р. Хальмерью	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации титана и марганца
IV-2	3	правый приток руч. Кырнышгёль	[88]	ВГХП. Повышенное содержание титана в русловых отложениях ручья
IV-2	6	левый борт р. Хальмерью	[51]	ПМ. Кристаллы рутила в кварцевой жиле
IV-2	7	водораздел р. Хальмерью и руч. Кырнышгёль	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации титана, ванадия, марганца, меди
IV-2	8	левый борт р. Хальмерью	[ГМК-200]	ПМ. В актинолит-кварцевых метасоматитах кристаллы рутила и гнезда халькопирита с медной зеленью и азурином
IV-3	3	водораздел руч. Кырнышгёль и руч. Сераниягёль	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации титана, марганца, свинца, ванадия
IV-3	4	правый приток руч. Сераниягёль	[88]	ВГХП. В русловых отложениях водотока повышенное содержание титана
IV-3	7	правый борт руч. Кырнышгёль	[ГМК-200]	ПМ. Среди делювиальных свалов метасоматически измененных амфиболитов глыба актинолит-альбит-кварцевого состава с кристаллами рутила
IV-3	9	правый приток руч. Кырнышгёль	[88]	ВГХП. Повышенное содержание титана в русловых отложениях водотока
IV-3	11	правый приток руч. Кырнышгёль	[ГМК-200]	ПМ. Свалы метасоматически измененных амфиболитов с гнездами рутила
<i>Ванадий</i>				
I-4	17	левый борт р. Ниж. Дзёляю	[ГМК-200]	ПМ. В углеродсодержащих кварцитах, кварц-слюдистых и гранат-слюдистых сланцах повышенные содержания ванадия, молибдена, фосфора, стронция, хрома
I-4	22	водораздел руч. Балбаншор и р. Ниж. Дзёляю	[ГМК-200]	ПМ. В углеродсодержащих кварцитах повышенные содержания ванадия, молибдена, фосфора, стронция, хрома
III-4	10	левый борт р. Бол. Нядокота	[ГМК-200]	ПМ. Углеродсодержащие сланцы с повышенными содержаниями ванадия, фосфора, лантана
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	6	правый борт р. Бол. Бадьяю	[79]	ПМ. В сланцах серицит-хлорит-кварцевого состава кварцевая жила с бедной гнездовой вкрапленностью пирита и единичными зёрнами халькопирита
I-1	20	правый борт р. Бол. Яртаю	[79]	ПМ. В долеритах вкрапленность пирита, присутствует гематит, халькопирит, магнетит. Повышенные концентрации меди и золота
I-1	22	левый борт р. Бол. Яртаю	[79]	ПМ. Зона пиритизации в долеритах. В небольшом количестве присутствует гематит, халькопирит, магнетит. Повышенные содержания меди, золота
I-2	2	левый борт р. Бол. Тыкотлова	[64]	ПМ. На контакте дайки габбро-долеритов с риолитами вкрапленность пирита и халькопирита
I-2	5	правый борт р. Бол. Тыкотлова	[64, 51]	ПМ. Кварцевая жила в эпидот-амфиболовых сланцах с налетами медной зелени и с рассеянной вкраплен-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ностью пирита
I-2	6	верховья р. Бол. Тыкотлова	[64]	ПМ. В дайке габбро-долеритов густая, неравномерно рассеянная вкрапленность сульфидов. Повышенные содержания меди и цинка
I-2	7	водораздел рр. Бол. и Мал. Тыкотлова	[51]	ПМ. Медная зелень в кварцевой жиле среди эпидот-амфиболовых сланцев
I-2	8	водораздел рр. Бол. и Мал. Тыкотлова	[64]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди
I-2	14	верховья р. Селэмью	[64]	ПМ. В серицит-альбит-кварцевых сланцах зона интенсивного окварцевания с вкрапленностью окисленных сульфидов и примазками медной зелени. Повышенные содержания меди
I-2	18	левый борт р. Селэмью	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди
I-2	20	левый борт р. Балбанью	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди
I-2	21	левый борт руч. Селэмшор	[64]	ПМ. Свалы габбро-долеритов с вкрапленностью пирита, пирротина и халькопирита. Повышенные содержания меди, цинка, мышьяка, серебра
I-2	23	верховья руч. Бол. Ярогаю	[64]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди
I-2	25	левый борт руч. Селэмшор	[64]	ПМ. Зона осветленных серицит-хлорит-кварцевых сланцев с прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, халькопирита и сфалерита
I-3	3	левый борт р. Мал. Тыкотлова	[64]	ПМ. Повышенные содержания меди и цинка в миндалекаменных лавах андезибазальтов и в осветленных хлорит-серицит-альбитовых сланцах с вкрапленностью сульфидов
I-3	4	левый борт р. Мал. Тыкотлова	[64]	ПМ. Густая вкрапленность тонкораспыленных сульфидов в эпидот-гематит-глаукофан-альбитовых сланцах. Повышенные содержания меди, цинка, мышьяка
I-3	7	левый борт руч. Амбаршор	[64]	ПМ. Повышенные содержания меди и свинца в окварцованных, ожелезненных и пиритизированных полосчатых туфах и туфопесчаниках
I-3	16	левый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. Повышенные концентрации меди и цинка в метабазальтах с густой вкрапленностью сульфидов
I-4	1	левый борт р. Тыкотлова	[64]	ПМ. Рассеянная вкрапленность и прожилки пирита в хлорит-альбит-слюдистых сланцах. Повышенная концентрация меди
I-4	2	правый борт р. Тыкотлова	[66]	ПМ. В кварцитопесчаниках обогащенные пиритом участки линзовидной формы. Повышенные содержания меди и цинка
I-4	3	водораздел р. Тыкотлова и руч. Парус-Шор	[64]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди и свинца
I-4	4	левый борт руч. Парус-Шор	[64]	ПМ. Повышенные концентрации меди в риолитах с тонкой вкрапленностью пирита
I-4	8	правый борт руч. Амбаршор	[64]	ПМ. Повышенные концентрации меди и цинка в кварцитах с рассеянной прожилковой сульфидной минерализацией
I-4	9	левый борт руч. Парус-Шор	[64]	ПМ. Густая вкрапленность сульфидов, магнетита, медной зелени в вулканогенных сланцах и секущей их кварц-карбонатной жиле. Повышенные концентрации меди и цинка
I-4	10	левый борт руч. Парус-Шор	[64]	ПМ. Сульфидная минерализация и примазки медной зелени в глаукофановых сланцах. Повышенные концентрации меди
I-4	12	верховья руч. Парус-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные содержания меди, олова, золота в окварцованных и пиритизированных сланцах хлорит-серицит-кварцевого состава
I-4	13	водораздел руч. Амбаршор и руч. Парус-Шор	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди, цинка, свинца

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	15	верховья руч. Парус-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Среди элювия сланцев свалы ожелезненных, пиритизированных кварцитов с повышенными концентрациями меди и серебра
I-4	30	левый борт р. Балбанью	[64,51]	ПМ. Повышенные содержания меди, цинка, серебра, никеля в кварц-серицитовых, серицит-глаукофан-альбит-хлоритовых сланцах с густой вкрапленностью халькопирита, пирита и примазками медной зелени
I-4	32	правый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. Повышенные концентрации меди и цинка в гранат-мусковит-амфиболовых сланцах с рассеянной прожилковой вкрапленностью пирита
II-1	3	левый борт р. Бол. Тынагота	[81]	ПМ. Окварцованные, интенсивно эпидотизированные и карбонатизированные долериты с редкой вкрапленностью халькопирита. Повышенные содержания меди, цинка и серебра
II-1	4	правый борт руч. Яроташор (участок Яроташорский Западный)	[81]	ПМ. Рассеянная вкрапленность пирита в эпидотизированных сланцах по основным эффузивам. Повышенные содержания меди
II-1	9	верховья руч. Яроташор	[81]	ПМ. Повышенные концентрации меди и серебра в риолитах и кварцевых прожилках с вкрапленностью пирита и халькопирита
II-1	14	водораздел р. Бол. Тынагота и руч. Яроташор	[81]	ПМ. Свалы сланцев по миндалекаменным эффузивам основного состава с тонкими прожилками борнита, медной зелени, гематита. Повышенные содержания меди, цинка, серебра
II-1	16	Встречное	[81]	П. Прожилково-вкрапленная и рассеянная минерализация, представленная халькопиритом, борнитом, пиритом в кварцевой жиле, в ортосланцах основного состава и в окварцованных мраморах. Высокие концентрации меди и серебра
II-1	21	истоки руч. Саранседаю. Участок Саранседаю	[81]	ПМ. Интенсивно окварцованные филлитовидные сланцы с прожилково-вкрапленной минерализацией пирита и халькопирита. Повышенные концентрации меди и серебра
II-1	23	водораздел р. Бол. Тынагота и руч. Старик-Шор	[81]	ПМ. Крупноглыбовые свалы риолитов с тонкой вкрапленностью пирита и халькопирита. Повышенные содержания меди и серебра
II-1	26	левый борт руч. Старик-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные содержания меди, серебра и золота в мраморизованных известняках с пленками медной зелени
II-1	27	левый борт руч. Старик-Шор	[81]	ПМ. В серицит-хлорит-альбит-кварцевых сланцах кварцевая жила с пиритом, халькопиритом и мелкими кристаллами горного хрусталя. Повышенные содержания меди
II-1	28	правый борт руч. Старик-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные концентрации меди и серебра в известковистых сланцах альбит-кварц-хлоритового состава с вкрапленностью халькопирита и пленками медной зелени
II-1	29	верховья руч. Старик-Шор и Челкуншор	[81]	ПГХО. В риолитах повышенные концентрации меди
II-1	30	правый борт руч. Старик-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Элювиальные свалы хлорит-серицит-альбит-кварцевых сланцев с пустотами выщелачивания и тонкими пленками медной зелени. Повышенные концентрации меди
II-1	32	правый борт руч. Старик-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные концентрации меди в известковистых сланцах с пленками медной зелени
II-2	1	истоки руч. Варукшор	[81]	ПМ. Свалы метагаббро-долеритов с убогой вкрапленностью пирита и тонкораспыленным халькопиритом
II-2	4	правый борт руч. Керешор	[72]	ПМ. Коренные выходы интенсивно обохренных апогабброидных ортосланцев с пустотами выщелачивания, выполненными гидроокислами железа.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Повышенные содержания меди
II-2	5	водораздел руч. Тэлрузь и Варукшор	[81]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации меди, бериллия, бария
II-2	6	левый борт р. Неркаю	[66]	ПМ. Коренной выход хлоритизированных и эпидотизированных долеритов с вкрапленностью халькопирита и пленками медной зелени
II-2	7	правый борт руч. Тэлрузь	[81]	ПМ. Серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы с мелкой, рассеянной вкрапленностью и тонкими просечками пирита, иногда халькопирита. Повышенные содержания меди и молибдена
II-2	8	верховье руч. Неркаювож	[72]	ПМ. Делювиальные свалы метапесчаников и метатравелитов часто интенсивно обохренных, иногда с видимой халькопирит-пиритовой минерализацией
II-2	9	левый борт руч. Тэлрузь	[81]	ПМ. Пирит и халькопирит в обохренных, хлоритизированных, интенсивно окварцованных и рассланцованных риолитах. Повышенная концентрация меди, цинка, золота
II-2	10	правый борт руч. Неркаювож	[72]	ПМ. Коренной выход ортосланцев по основным эффузивам. В трещинах отдельности и по сланцеватости налеты медной зелени
II-2	11	левый борт руч. Тэлрузь	[81]	ПМ. Повышенные содержания меди в окварцованных ортосланцах по основным эффузивам с вкрапленностью пирита и халькопирита
II-2	12	левый борт руч. Тэлрузь. Участок Приозерный	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди
II-3	1	левый борт р. Осею	[72]	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита на контакте габбро с хлоритизированными сланцами. Повышенные содержания меди и серебра
II-3	3	левый борт р. Осею	[72]	ПМ. В эпидотизированных и пиритизированных габброидах повышенные содержания меди
II-3	12	правый борт р. Неркаю	[72]	ПМ. Линзовидно-полосчатая вкрапленность пирита, редко халькопирита и галенита, в глыбе метасоматитов по метапесчаникам. Повышенные содержания меди, цинка, свинца
II-3	13	Перевальный	[72]	П. В метасоматически измененных метапесчаниках, метатравелитах и апогабброидных ортосланцах вкрапленность пирита, реже халькопирита и галенита. Повышенные концентрации меди, цинка, свинца, серебра, золота
III-1	3	водораздел р. Бол. Тынагота и руч. Челкуншор	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные содержания меди, хрома, серебра в риолитах с медной зеленью и вкрапленностью халькопирита
III-1	7	водораздел р. Мал. Тынагота и руч. Тылашор	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди и свинца
III-1	9	левый борт руч. Воргавож	[81]	ПМ. Повышенные концентрации меди и серебра в редких глыбах мраморов и жильного кварца с вкрапленностью халькопирита
III-1	10	левый борт руч. Воргавож	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди
III-1	14	левый борт руч. Воргавож	[81]	ПМ. В серицит-кварц-хлорит-альбитовых сланцах желваки и линзы кварц-карбонатного состава с вкрапленностью халькопирита и налетами медной зелени
III-1	23	левый борт руч. Воргавож	[81]	ПМ. Повышенные концентрации меди, серебра, золота в кварц-карбонатной жиле с густой вкрапленностью пирита, реже халькопирита, налетами медной зелени
III-1	25	левый склон долины р. Мал. Тынагота	[81]	ПГХО. Повышенные концентрации меди в сланцах
III-1	27	левый борт р. Мал. Тынагота	[81]	ПМ. Лимонитизированные и карбонатизированные серицит-кварц-хлорит-альбитовые сланцы с медной зеленью и вкрапленностью халькопирита. Повы-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				шенное содержание меди, золота
III-1	31	левый борт р. Хальмерью	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные концентрации меди и серебра в кварцитах и риолитах с вкрапленностью пирита и примазками медной зелени
III-1	51	левый борт руч. Ошкашор	[81]	ПМ. Прожилки эпидота и карбоната с халькопиритом в карбонатизированных аповулканогенных сланцах. Повышенные концентрации меди
III-2	1	водораздел рек Бол. Тынагота и Бол. Хосая	[114]	ПГХО. Повышенные концентрации меди
III-2	3	левый борт долины р. Бол. Тынагота	[81]	ПМ. Кварцевая жила в ортосланцах по эффузивам основного состава с вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. Повышенные концентрации меди, свинца
III-2	5	левый борт долины р. Бол. Тынагота	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные содержания меди и цинка
III-2	6	левый борт долины р. Бол. Тынагота	[51]	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита в карбонатсодержащих эпидот-хлорит-амфиболовых сланцах
III-2	12	правый борт р. Хальмерью	[81]	ПМ. В алевросланцах тонкие прожилки кварца с прожилково-вкрапленной минерализацией халькопирита и пирита. Повышенные содержания меди
III-3	2	правый борт р. Бол. Хосая	[51]	ПМ. Медная зелень в серицит-хлорит-альбитовых сланцах
III-4	21	р. Бол. Хосая	[51]	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита в горнблендитах
IV-1	2	Северное	[72]	П. В метасоматитах по сланцам мусковит-альбит-кварцевого и альбит-кварцевого составов с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита и ковеллина повышенные концентрации меди, цинка, свинца, серебра, золота
IV-1	5	верховья руч. Омрасьшор и р. Налимаю	[72]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди, свинца, кобальта и серебра
IV-1	7	верховья р. Налимаю, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. Вкрапленность пирита в альбит-актинолит-хлорит-эпидотовых ортосланцах по эффузивам основного состава. Повышенные содержания меди и серебра
IV-1	10	верховья р. Налимаю, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. В альбит-актинолит-хлорит-эпидотовых ортосланцах по эффузивам основного состава с вкрапленностью пирита повышенные содержания меди, цинка, свинца
IV-1	11	левый борт р. Налимаю, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. В сланцах хлорит-мусковит-альбит-кварцевого состава с вкрапленностью пирита повышенные содержания меди и цинка
IV-1	14	верховья руч. Синотвож	[72]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди
IV-1	15	истоки руч. Халеягшор	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди, цинка, свинца, серебра, бериллия, олова
IV-1	17	р. Налимаю	[72]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные содержания меди, бария, молибдена, олова
IV-1	18	левый борт р. Налимаю	[51]	ПМ. Редкая вкрапленность халькопирита и медная зелень в гнейсах
IV-1	20	верховья р. Напарья	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди, свинца, серебра, бериллия, олова, молибдена
IV-2	9	водораздел руч. Синотвож и Эрпшор	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди, цинка, стронция, серебра, бериллия
IV-3	1	водораздел р. Мал. Хосая и руч. Щомэсьель	[72]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации меди, свинца и молибдена
<i>Свинец</i>				
I-1	9	правый борт р. Кожим	[35]	ПМ. Изолированный коренной выход белых сахаровидных известняков с прожилково-вкрапленной

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				минерализацией галенита
I-1	12	левый борт р. Кожим	[35]	ПМ. Среди элювиальных свалов сланцев глыбы молочно-белого кварца с гнездовидно-прожилковыми выделениями галенита
I-1	17	правый борт р. Бол. Яротаю	[79]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные содержания свинца
I-2	11	верховья р. Селэмью	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации свинца
I-2	15	верховья р. Селэмью	[64]	ПМ. Повышенные содержания свинца и мышьяка в эпидотизированных габбро-долеритах с тонкораспыленной густой вкрапленностью сульфидов
I-2	16	верховья р. Мал. Тыкотлова	[64]	ПМ. Зона сульфидной минерализации и вторичного окварцевания на контакте серицит-хлорит-альбитовых сланцев и метаандезитов. Повышенное содержание свинца и цинка
I-2	17	верховья р. Селэмью	[64]	ПМ. Рассеянная вкрапленность сульфидов в полосчатых алевросланцах. Повышенные содержания свинца, цинка, мышьяка
I-2	19	верховья руч. Селэмшор	[64]	ВГХО. Повышенные содержания свинца в рыхлых образованиях
I-3	6	водораздел р. Мал. Тыкотлова и руч. Амбар-Шор	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации свинца и меди
I-3	11	истоки руч. Амбар-Шор	[64]	ПМ. Свалы жильного кварца с галенитом, пиритом, халькопиритом и медной зеленью. Высокие концентрации свинца, меди, серебра
I-4	11	левый борт руч. Парус-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные содержания свинца и меди в метаэффузивах основного состава с многочисленными пустотами выщелачивания
I-4	16	правый борт руч. Парус-Шор	[ГМК-200]	ПМ. В кристаллических сланцах с вкрапленностью пирита повышенные концентрации свинца, цинка, меди, серебра
I-4	18	истоки руч. Сев. Воргашор	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенное содержание свинца
I-4	25	междуречье р.р. Балбанью и Ниж. Дзэляю	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные содержания свинца, цинка, меди
I-4	36	левый приток р. Балбанью	[64]	ПП. Галенита – единичные знаки
I-4	39	р. Балбанью	[64]	ПП. Галенита – единичные знаки
II-1	2	Яроташорское	[81]	П. Повышенные концентрации свинца, цинка, меди, золота, серебра, кадмия в рассланцованных и окварцованных эффузивах основного состава с неравномерно распределенной минерализацией халькопирита, галенита, сфалерита
II-1	18	р. Бол. Тынагота	[81]	ПГХО. Повышенные содержания свинца и бария
II-2	3	левый борт руч. Варукшор	[81]	ПМ. В сланцах с сульфидным прожилком высокие содержания свинца, цинка, меди, серебра, присутствует золото
II-3	15	левый борт р. Бол. Нядокота	[72]	ПМ. Глыба полосчатого кварцита, сахаровидного облика с пятнами гидроокислов железа. Повышенное содержание свинца, цинка
III-1	11	правый приток р. Мал. Тынагота	[ГМК-200, 81]	ПМ. В огнейсованных риолитах кварц-полевошпатовый прожилок с вкрапленностью пирита и галенита. Повышенные концентрации свинца, меди, серебра
III-1	19	правый борт руч. Тэлашор	[81]	ПМ. Кварцевая жила с богатой минерализацией пирита, галенита, халькопирита
III-1	20	Тэлашорское	[81]	П. В интенсивно дислоцированных, гранитизированных и окварцованных вулканитах кислого состава, в кварцевых жилах и кварц-полевошпатовых или флюорит-баритовых прожилках вкрапленность пирита, галенита, реже халькопирита

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	21	устье руч. Тэлашор	[81]	ПГХО. Повышенные концентрации свинца
III-1	22	левый борт долины р. Мал. Тынагота	[81]	ПГХО. Повышенные концентрации свинца
III-2	2	левый борт р. Бол. Тынагота	[51]	ПМ. Повышенные концентрации свинца, меди, золота в окварцованных гранитах с вкрапленностью галенита, халькопирита и пирита
III-2	9	левый борт р. Бол. Тынагота	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации свинца, бериллия, молибдена
<i>Цинк</i>				
I-1	3	правый борт р. Мал. Бадьяю	[35]	ПМ. В известняках вкрапленность сфалерита и галенита
I-1	5	левый борт р. Мал. Бадьяю	[35]	ПМ. В известняках бедная вкрапленность сфалерита
I-2	12	правый приток р. Селэмью	[64]	ПМ. Повышенные концентрации цинка и меди в долеритах с вкрапленностью пирита, халькопирита и налетами медной зелени
I-2	27	правый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. Во вторичных кварцитах тонкая вкрапленность пирита. Повышенные содержания цинка
I-3	5	водораздел рр. Бол. и Мал. Тыкотлова	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации цинка, свинца, меди
I-3	10	правый борт р. Мал. Тыкотлова	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации цинка и меди
I-3	12	водораздел руч. Амбаршор и р. Балбанью	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации цинка, свинца, меди
I-3	14	левый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. В окварцованных ортосланцах по эффузивам основного состава густая вкрапленность пирита. Повышенные содержания цинка
I-3	17	Нева	[66, ГМК-200]	П. Рассеянная, тонкая вкрапленность сфалерита в пиритизированных, интенсивно окварцованных, хлоритизированных, участками осветленных и серицитизированных сланцах альбит-хлорит-кварцевого состава
I-3	18	правый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. Вкрапленность сульфидов и магнетита в аповулканогенных сланцах. Повышенное содержание цинка, меди, ванадия
I-3	19	правый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. Повышенные содержания цинка в метаандезитах с гнездово-вкрапленной минерализацией пирита
I-3	20	водораздел рр. Балбанью и Выхолью	[64]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации цинка
I-4	7	левый борт руч. Парусшор	[ГМК-200]	ПМ. Свалы пород основного состава с прожилками кварца и пустотами выщелачивания. Повышенные содержания цинка
I-4	19	правый борт р. Ниж. Дзёляю	[64]	ПМ. Повышенные концентрации цинка и сурьмы в зоне дробления, карбонатизации и рассланцевания амфиболовых гнейсов с сульфидной минерализацией
IV-2	4	правый приток руч. Кырнышгёль	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации цинка, свинца, меди, титана, марганца, ванадия
IV-2	5	правый борт р. Хальмерью	[75]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации цинка и меди
<i>Никель</i>				
III-4	9	водораздел р. Нядокота и руч. Максимка	[51]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации никеля
IV-1	21	Кедровое II	[72, 28]	П. Никеленосная кора выветривания по серпентинизированным дунитам и пироксенитам
IV-4	1	правый борт р. Олысяёль	[51]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации никеля
<i>Молибден</i>				
III-1	50	правый борт руч. Ошкашор	[81, ГМК-200]	ПМ. Кварцевые прожилки с молибденитом, шеелитом, молибдошеелитом, повеллитом и пиритом в гранодиоритах

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	8	левый борт р. Бол. Тынагота	[81]	ПГХО. Повышенные концентрации молибдена в гранитах
III-2	10	левый борт р. Хальмерью	[81, 82]	ПГХО. В гранитах повышенные содержания молибдена и олова, сопровождаемые повышенной радиоактивностью
III-2	11	правый борт р. Хальмерью	[ГМК-200]	ПМ. Вкрапленность молибденита в гранитах
<i>Вольфрам</i>				
I-3	9	водораздел руч. Сев. Воргашор и Амбар-Шор	[ГМК-200]	ШО. Шеелита – от десятков знаков до весовых содержаний (более тысячи знаков)
I-3	13	водораздел р. Балбанью и руч. Амбар-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Вкрапленность шеелита и халькопирита в небольшой глыбе альбит-кварцевого состава
I-3	15	левый приток р. Балбанью	[64]	ШП. Шеелита – от десятков знаков до весовых содержаний
I-3	21	р. Выхолью	[51]	ШП. Шеелита – от единичных знаков до весовых содержаний, в ассоциации с единичными знаками золота
I-4	5	водораздел р. Тыкотлова и руч. Парус-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Среди свалов кристаллических сланцев и ортосланцев основного состава обломки кварца с повышенным содержанием вольфрама
I-4	20	верховья руч. Сев. Воргашор	[51, 64]	ШП. Шеелита – от десятков знаков до весовых содержаний
I-4	27	руч. Сев. Воргашор	[51, 64]	ШП. Шеелита – от единичных знаков до весовых содержаний, в верхней части в ассоциации с десятками знаков галенита и халькопирита
I-4	29	левый борт р. Балбанью	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные содержания вольфрама в кварцевой жиле с рутилом
I-4	31	правый приток р. Балбанью	[64]	ШП. Шеелита – десятки знаков в ассоциации с единичными знаками галенита
II-3	2	руч. Кергашор	[72]	ШП. Шеелита – от 1 до 10 знаков
II-3	4	водораздел р. Осю и руч. Кергашор	[ГМК-200]	ПМ. Среди элювиальных свалов долеритов обломки жильного кварца с вкрапленностью халькопирита и повышенными содержаниями вольфрама
II-3	5	левый приток руч. Кергашор	[72]	ШП. Шеелита – от 1 до 10 знаков
II-3	6	левый приток р. Неркау	[ГМК-200]	ПМ. В темно-серых, черных кварцитах с кварцевыми прожилками согласными сланцеватости повышенные содержания вольфрама
II-3	7	левый приток р. Неркау	[72]	ШП. Шеелита – от 1 до 10 знаков
II-3	8	левый приток р. Неркау	[72]	ШП. Шеелита – от 1 до 5 знаков
II-3	10	правый приток р. Неркау	[ГМК-200]	ПМ. Среди элювиальных свалов метапесчаников обломки жильного кварца с вкрапленностью халькопирита. В кварце повышенные содержания вольфрама
II-3	11	правый приток р. Неркау	[ГМК-200]	ПМ. Среди делювия кварцитовидных песчаников, метапесчаников и слюдистых сланцев обломки жильного кварца с вкрапленностью пирита, халькопирита и с повышенным содержанием вольфрама
II-3	14	верховья левого притока р. Бол. Нядокота	[72]	ШП. Шеелита – от 1 до 10 знаков
II-4	3	р. Выхолью	[72]	ШП. Шеелита – от 1 до 10 знаков
II-4	4	левый приток р. Выхолью	[72]	ШП. Шеелита – десятки знаков в ассоциации с единичными знаками золота
II-4	16	верховья р. Максимка	[ГМК-200]	ПМ. Среди амфиболитов обломки пород эпидот-кварцевого, эпидот-актинолит-альбит-кварцевого состава с рутилом. Повышенные содержания вольфрама и титана
<i>Олово</i>				
III-1	16	правый борт руч. Тылашор	[81]	ПМ. В гнейсах пропласток сланцев с редкой рассеянной вкрапленностью касситерита. Повышенные содержания олова, молибдена, меди, цинка, свинца, серебра

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	16	р. Налимаю и руч. Синотвож	[72]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации олова
<i>Ртуть</i>				
IV-3	8	левый приток р. Мал. Хосая	[72]	ПП. Киновари – единичные знаки
<i>Мышьяк</i>				
I-4	33	правый борт р. Балбанью	[64]	ПМ. Прожилково-рассеянная вкрапленность пирита в серицит-амфибол-кварцевых сланцах на контакте с дайкой пород основного состава. Повышенные содержания мышьяка, свинца, цинка
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий</i>				
II-1	33	верховья р. Мал. Тынагота	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации бериллия и свинца
III-1	4	левый борт руч. Тэлашор	[81]	ПГХО. Повышенные концентрации бериллия и ниобия
III-1	38	правый борт р. Хальмерью	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации бериллия
III-1	48	правый борт р. Хальмерью	[81]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации бериллия
<i>Иттрий</i>				
III-1	17	левый борт р. Мал. Тынагота	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные содержания иттрия в метариолитах
III-1	33	левый борт р. Хальмерью	[ГМК-200]	ПМ. В борту ручья фрагментарные коренные выходы гнейсов с повышенным содержанием иттрия и вольфрама
III-1	46	руч. Пальникшор	[ГМК-200]	ПМ. Повышенные содержания иттрия, цинка, молибдена, вольфрама, олова в мелкозернистых породах биотит-мусковит-кварц-полевошпатового состава (метасоматически измененные метариолиты)
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-2	3	Тыкотловское	[64]	П. Высокие содержания золота, серебра, свинца, цинка, меди в гидротермально измененных риолитах, сланцах и тектонических линзах карбонатов с неравномерно рассеянной, прожилковой и гнездово-прожилковой минерализацией пирита, галенита, халькопирита и сфалерита
I-2	4	водораздел рр. Бол. и Мал. Тыкотлова	[66]	ПМ. В пикритах и долеритах содержания Au – 0,062–30 г/т, Pd – 0,0034–0,024 г/т, Rh – 0,0736–0,131 г/т, Ir – до 4,6 г/т. Контрольные анализы и повторное опробование не подтвердили высоких содержаний МПГ и Au
I-4	24	Медвежье	[64]	П. Высокие содержания золота, цинка, свинца, меди, серебра в интенсивно карбонатизированных серицитовых, серицит-кварцевых, кварц-хлорит-серицитовых сланцах, в окварцованных доломитах и во вторичных кварцитах с рассеянной, прожилково-вкрапленной минерализацией пирита, халькопирита, сфалерита
II-1	1	верховья руч. Яроташор	[81]	ПМ. Повышенные содержания золота и серебра в эпидотизированных риолитах
II-1	5	верховья руч. Яроташор	[88]	ВГХП. В русловых отложениях водотока повышенные концентрации золота
II-1	6	верховья руч. Яроташор	[81]	ПМ. Повышенные концентрации золота и серебра в риолитах с неравномерной, иногда густой, вкрапленностью пирита
II-1	7	правый борт руч. Яроташор	[81]	ПМ. Вкрапленность пирита в интенсивно рассланцованных и ожелезненных риолитах. Повышенные содержания золота и серебра
II-1	8	верховья руч. Яроташор	[ГМК-200]	ПМ. Высокие содержания золота в сульфидизированных (пирит), интенсивно ожелезненных, оквар-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				цованных и измененных до вторичных кварцитов полосчатых сланцах
II-1	10	верховья р. Бол. Тынагота	[88]	ВГХП. В русловых отложениях водотока повышенные концентрации золота
II-1	11	правый борт руч. Яроташор	[ГМК-200]	ПМ. Сульфидная минерализация в зальбандах кварцевых прожилков, жил и во вторичных кварцитах. Повышенные содержания золота, хрома, свинца, цинка, молибдена
II-1	13	правый приток руч. Яроташор	[88]	ВГХП. В русловых отложениях водотока высокие концентрации золота
II-1	17	руч. Яроташор	[88]	ВГХП. В русловых отложениях водотока высокие концентрации золота
II-1	24	руч. Варукшор, р. Бол. Тынагота	[88]	ВГХП. В русловых отложениях водотока повышенные концентрации золота
II-1	31	правый борт руч. Старик-Шор	[84]	ПМ. Зона прожилкового окварцевания на контакте метаэффузивов кислого состава и хлорит-слюдисто-кварцевых сланцев. Повышенные содержания золота, серебра, меди
II-2	2	верховья р. Балбанью	[72]	ПМ. Повышенные концентрации золота и серебра в мраморизованных известняках и метасоматитах по габброидам с минерализацией прожилково-вкрапленного типа, представленной пиритом, халькопиритом и медной зеленью
III-1	1	Тынагота	[84]	П. Зона катаклаза и лимонитизации с будинами кварца на контакте кислых метаэффузивов и сланцев мусковит-хлорит-альбит-кварцевого состава. В кварце редкая вкрапленность пирита и халькопирита. Повышенные содержания золота
III-1	2	Челкуншор-I	[84]	П. В зоне интенсивного (до вторичных кварцитов) окварцевания, дробления, лимонитизации пород, содержащих будинированные, ожелезненные жилы карбонат-кварцевого состава с вкрапленностью пирита, повышенные содержания золота
III-1	5	водораздел рр. Мал. и Бол. Тынагота	[84]	ПМ. Пиритизированные, ожелезненные, трещиноватые вторичные кварциты с повышенным содержанием золота
III-1	6	Челкуншор-II	[84]	П. В окварцованных сланцах мусковит-хлорит-кварцевого состава с вкрапленностью мелкого пирита повышенные содержания золота, серебра, меди, цинка
III-1	8	левый борт руч. Воргавож	[84]	ПМ. В кварцевой жиле с вкрапленностью пирита и халькопирита, залегающей среди окварцованных слюдистых сланцев, повышенные содержания золота, серебра, цинка
III-1	12	левый борт р. Мал. Тынагота	[84]	ПМ. Повышенное содержание золота в зоне интенсивного рассланцевания слюдисто-кварцевых сланцев, содержащих редкую вкрапленность пирита
III-1	15	левый борт руч. Воргавож. Участок Воргавожский	[84]	ПМ. В сланцах серицит-альбит-хлорит-кварцевого состава согласные кварц-карбонатные прожилки с налетами медной зелени. Повышенное содержание золота и серебра
III-1	18	левый борт р. Мал. Тынагота	[51]	ПМ. Повышенное содержание золота в кварцевой жиле с редкой вкрапленностью ильменита и кристаллами горного хрусталя
III-1	28	руч. Бол. Пальникшор	[51]	ПМ. Повышенное содержание золота в кварцевых жилах с редкой вкрапленностью галенита
III-1	29	Качаиз (уч-ки Северный, Центральный, Южный)	[84, 76]	П. В интенсивно серицитизированных, реже карбонатизированных меланократовых сланцах (бластомилонитах), на контактах с тектоническими блоками метариолитов, рудные зоны насыщенные жилами, линзами и прожилками кварц-карбонатного состава с вкрапленностью, прожилками, гнездами крупно- и

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				мелкокристаллического пирита, иногда халькопирита
III-1	30	Кедровое	[76]	П. В окварцованных, сульфидизированных меланократовых сланцах насыщенных кварцевыми, карбонат-кварцевыми, иногда кварц-полевошпатовыми прожилками повышенные содержания золота
III-1	32	левый борт руч. Бол. Пальникшор	[51]	ПМ. Повышенные содержания золота в кварцевых жилах с кристаллами горного хрусталя и вкрапленностью галенита и халькопирита
III-1	34	Сосновое Северное	[76]	П. Высокие содержания золота в линзовидных телах, представляющих собой брекчию с цементом, линзами и жилами кварц-карбонат-сульфидного состава и реликтами меланократовых бластомилонитов
III-1	42	Сосновое Южное	[34, 84, 76]	П. Высокие содержания золота в окварцованных, калишпатизированных и сульфидизированных (пирит) метавулканитах и в кварцевых прожилках с вкрапленностью пирита и галенита
III-1	43	правый борт р. Хальмерью	[51]	ПМ. Вкрапленность видимого золота кварцевых жилах. Высокие содержания золота, свинца, цинка, меди
III-1	44	Пальникшор	[54, 80, 33, 34]	П. Система лестничных кварцевых жил с вкрапленностью самородного золота, пирита, галенита, пирротина, рутила и магнетита, приуроченная к пачке огнейсованных вулканогенно-осадочных пород кислого состава с маломощными прослоями меланократовых сланцев
III-1	45	Седловинное	[34, 84]	П. Высокие содержания золота в пачках огнейсованных, окварцованных и сульфидизированных (пирит, халькопирит, галенит) метавулканитов кислого состава
III-1	47	Правобережное	[34, 84]	П. Высокие содержания золота в метасоматически измененных, огнейсованных метавулканитах кислого состава, несущих кварцевые прожилки с вкрапленностью пирита, реже галенита
III-1	49	Тэрнэсашор	[34, 84]	П. Высокие содержания золота приурочены к кварцево-жилным зонам и околожилным метасоматически измененным породам (калишпатизация, окварцевание, вторичные кварциты), сопровождаемым вкрапленностью пирита и галенита
III-1	52	руч. Пальникшор	[51]	ПМ. Зона пиритизации с повышенным содержанием золота
III-4	3	руч. Максима-Шор	[83, 52]	ПМ. В серпентинизированных дунитах с вкрапленностью хромита повышенное содержание золота
III-4	11	р. Бол. Нядокота	[83, 52]	ПМ. В серпентинизированных дунитах с прожилково-вкрапленной минерализацией хромита повышенное содержание золота
III-4	15	р. Мал. Нядокота	[83, 52]	ПМ. В серпентинизированных дунитах с прожилково-вкрапленной минерализацией хромита (10%) повышенное содержание золота
III-4	17	р. Бол. Хосая	[83, 52]	ПМ. В серпентинизированных дунитах с вкрапленностью хромита (3–5%) повышенное содержание золота
III-4	22	р. Бол. Хосая	[ГМК-200]	III. Золота – от единичных знаков до 628 мг/м ³
IV-1	1	водораздел руч. Ошкашор и Кустосьшор, участок Кустосьиз	[72, ГМК-200]	ПМ. В метасоматитах хлорит-мусковит-полевошпат-кварцевого состава повышенные содержания золота
IV-1	3	водораздел руч. Ошкашор и Кустосьшор, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. В метасоматитах хлорит-мусковит-полевошпат-кварцевого состава повышенные содержания золота
IV-1	4	истоки р. Налимаю, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. Повышенные содержания золота в ортосланцах основного состава
IV-1	6	Кустосьиз	[72]	П. Повышенные содержания золота, меди, серебра в

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				протяженных силлообразных телах апопорфировых метасоматитов хлорит-мусковит-полевошпат-кварцевого состава и во вмещающих альбит-актинолит-хлорит-эпидотовых ортосланцах с рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита, реже галенита и флюорита
IV-1	8	истоки р. Налимаю, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. В альбит-актинолит-хлорит-эпидотовых ортосланцах с вкрапленностью пирита повышенное содержание золота, меди, серебра
IV-1	9	левый борт р. Налимаю, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. В сланцах хлорит-мусковит-альбит-кварцевого состава и в апогаббровых ортосланцах с вкрапленностью пирита повышенные содержания золота и свинца
IV-1	12	водораздел р. Налимаю и руч. Омрасьшор, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. В сланцах хлорит-мусковит-альбит-кварцевого состава и в апогаббровых ортосланцах с вкрапленностью пирита повышенные содержания золота, серебра, меди
IV-1	13	водораздел р. Налимаю и руч. Омрасьшор, участок Кустосьиз	[72]	ПМ. Повышенное содержание золота в метасоматитах мусковит-полевошпат-кварцевого состава
IV-2	11	р. Хальмерью	[51, 72]	ШП. Золота – от 10 знаков до 0,54–1,5 г/м ³
IV-2	13	руч. Синотвож	[83, 52]	ПМ. В серпентинизированных дунитах с вкрапленностью хромита (5%) повышенное содержание золота
<i>Серебро</i>				
I-1	11	верхнее течение р. Бол. Бадьяю	[35]	ПМ. Элювиально-делювиальные свалы, окварцованных, участками катаклазированных гранитоидов. Повышенное содержание серебра
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-1	4	Малобадьинское	[38]	П. В гидротермально измененных аркозовых гравелитах, в зоне тектонического контакта с гранитами, вкрапленность вторичных минералов урана, пирита, халькопирита, магнетита, гематита и галенита. Повышенные содержания урана, тория, свинца, молибдена, серебра
II-1	15	Седаю	[81]	П. Во вторичных кварцитах по метавулканитам кислого состава повышенные концентрации урана, свинца, молибдена, меди, олова, мышьяка
II-1	20	Усть-Варук	[51, 81, 82]	П. В гематитизированных, мусковитизированных, окварцованных и микроклинизированных гранитах повышенные концентрации урана, тория, редких земель, тантала и ниобия
II-1	22	Гынаготское	[38]	П. В метасоматически измененных аркозовых гравелитах повышенные содержания урана, тория, свинца, меди, бериллия, иттрия, бария, молибдена
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптическое сырье				
<i>Горный хрусталь</i>				
I-1	10	левый борт р. Бол. Бадьяю	[51]	ПМ. В кварцевых жилах полости, выполненные прозрачными кристаллами горного хрусталя
I-1	16	левый борт р. Яротаю	[51]	ПМ. Полости с горным хрусталем в кварцевых жилах
I-1	21	правый борт р. Кожим	[51]	ПМ. Мелкие кристаллы горного хрусталя в полостях кварцевых жил
II-1	12	водораздел р. Саранседаю и руч. Капиншор	[51]	ПМ. Щетки горного хрусталя в кварцевых жилах
II-1	25	Капиншор	[51, 50]	П. Кристаллы горного хрусталя в полостях кварцевых жил
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	1	р. Бол. Тыкотлова и ее правый приток	[64]	ПП. Флюорита – редкие знаки, в нижней части в ассоциации с единичными зернами халькопирита
I-3	8	верховье руч. Амбар-Шор	[64]	ПП. Флюорита – единичные знаки
II-1	19	междуречье руч. Яроташор и руч. Варукшор	[51]	ПМ. Вкрапленность флюорита в измененных гранитах
III-2	7	левый борт р. Бол. Тынагота	[51]	ПМ. Вкрапленность флюорита в измененных гранитах
<i>Барит</i>				
I-1	8	правый борт р. Бол. Бадьяю	[35]	ПМ. В сланцах альбит-кварц-хлорит-серицитового состава линзовидные, маломощные, согласные слоистости тела барита
I-1	14	правый борт р. Селэмью	[79]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации бария
I-1	19	правый борт р. Бол. Яротаяю	[79]	ВГХО. В рыхлых образованиях повышенные концентрации бария
I-3	1	правый приток р. Бол. Тыкотлова	[64]	ПП. Барита – до 10 знаков
I-3	2	руч. Амбар-Шор	[64]	ПП. Барита – единичные знаки
I-4	6	правый приток руч. Амбар-Шор	[64]	ПП. Барита – редкие знаки, десятки знаков
III-2	4	р. Бол. Тынагота	[81]	ПГХО. Повышенные содержания бария
Абразивные материалы				
<i>Гранат</i>				
II-3	17	правый борт р. Бол. Нядокота	[ГМК-200]	ПМ. Крупноглыбовый делювий амфиболитов с густой (30–40%) вкрапленностью мелкокристаллического граната
II-4	13	правый борт р. Неркаю	[ГМК-200]	ПМ. Делювиальные свалы амфиболитов с вкрапленностью (5–25%) мелкокристаллического граната
III-3	1	левый борт р. Мал. Нядокота	[66]	ПМ. Коренной выход амфиболитов с густой (40–80%) вкрапленностью граната
III-4	5	левый борт р. Бол. Нядокота	[66]	ПМ. В мусковитовых гнейсах прослой амфиболитов с вкрапленностью граната 25%
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест</i>				
I-2	24	правый борт р. Балбанью	[ГМК-200]	ПМ. В пикритах зона карбонатизации с тремолит- и актинолит-асбестом
II-3	9	правый борт р. Неркаю	[66]	ПМ. Зоны дробления с мелкими прожилками поперечноволокнистого актинолит-асбеста в долеритах
<i>Мусковит</i>				
I-4	40	правый борт р. Балбанью	[ГМК-200]	ПМ. Глаукофановые сланцы с содержанием мусковита 40–45%
II-3	16	левый борт р. Бол. Нядокота	[ГМК-200]	ПМ. Хлорит-мусковитовые сланцы с содержанием мусковита 40–45%
II-4	1	правый борт р. Балбанью	[ГМК-200]	ПМ. Глаукофановые сланцы с содержанием мусковита 55–60%
II-4	2	левый борт р. Балбанью	[ГМК-200]	ПМ. Хлорит-мусковитовые сланцы с содержанием мусковита 35–40%
II-4	7	левый борт р. Неркаю	[ГМК-200]	ПМ. Хлорит-барруазит-мусковитовые сланцы с содержанием мусковита 40–45%
II-4	8	левый борт р. Неркаю	[ГМК-200]	ПМ. Хлорит-мусковитовые сланцы с содержанием мусковита 35–40%
III-3	3	междуречье руч. Дорьель и р. Бол. Хосая	[ГМК-200]	ПМ. Хлорит-барруазит-мусковитовые сланцы с содержанием мусковита 30–35%
<i>Вермикулит</i>				
I-4	21	правый борт р. Ниж. Дзэляю	[66]	ПМ. Вермикулитовая минерализация в серпентинизированных и оталькованных ультраосновных породах

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Тальк</i>				
I-4	14	правый борт р. Парус-Шор	[ГМК-200]	ПМ. Тело тальковых сланцев, приуроченное к тектоническому контакту серпентинитов с переслаивающимися между собой сланцами кварц-мусковит-амфиболового состава, углеродистыми сланцами и кварцитами
I-4	23	водораздел р. Ниж. Дзеляю и руч. Балбаншор	[64]	ПМ. Тело тальковых сланцев, приуроченное к тектоническому контакту серпентинитов с переслаивающимися между собой сланцами кварц-мусковит-амфиболового состава, углеродистыми сланцами и кварцитами
Драгоценные камни				
<i>Демантоид</i>				
III-4	2	Светлана	[58,52]	П. Вкрапленность демантоида в антигоритовых серпентинитах

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические Черные металлы	Хром	1	P ₃	8,0 млн т руды
	Титан	1	P ₃	TiO ₂ – 7,0 млн т
	Ванадий	1	P ₃	V – 270,0 тыс. т
Металлические Цветные металлы	Свинец (попутное полезное ископаемое)	3	P ₂ P ₃	Pb – 30,0 тыс. т Pb – 50,0 тыс. т
	Свинец	1	P ₃	Pb – 150,0 тыс. т
	Цинк	1	P ₃	Zn – 200,0 тыс. т
	Никель	1	P ₃	Ni – 160 тыс. т
Металлические Редкие металлы	Кадмий (попутное полезное ископаемое)	1	P ₃	Cd – 1,0 тыс. т
Металлические Благородные металлы	Золото (коренные объекты)	4	P ₂ P ₃	Au – 12,6 т Au – 122,0 т
	Золото (россыпные объекты)	4	P ₃	Au – 10,7 т

Общая оценка ресурсов минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Ед. изм.	Площадь S, км ²	Запасы категории (А, В и С)				ΣА+В+С	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)	
					А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃			
1	Кожимско-Висимская железо-медно-свинцоворудная минерагеническая зона 1Pb,Cu,Fe/С-MZ														
2	Косью-Кожимская цинково-медно-золотоносная зона 1.1Au,Cu,Zn/С-O ₃														
3	Балбанью-Кожимская свинцово-цинковорудная зона потенциальная 1.1.1Zn,Pb/O ₂₋₃	Цинк	тыс. т	23,0	—	—	—	—	—	—	—	200,0	200,0		
		Свинец	тыс. т		—	—	—	—	—	—	—	—	150,0	150,0	
		Кадмий**	тыс. т		—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	1,0	
4	Лемвинская баритоносная золото-марганцеворудная минерагеническая зона 2Mn,Au,ba/С-MZ														
5	Верхнелемвинский золоторудный узел потенциальный 2.0.1Au/С-O ₃ ;C ₂ -Т	Золото	т	237,0	—	—	—	—	—	—	—	40,0	40,0		
		Свинец**	тыс. т		—	—	—	—	—	—	—	—	50,0	50,0	
6	Верхнелемвинско-Тыкотловское золоторудное поле потенциальное 2.0.1.1Au	Золото	т	25,0	—	—	—	—	—	—	12,6	—	12,6		
		Свинец**	тыс. т		—	—	—	—	—	—	—	30,0	—	30,0	
7	Сараншорский золоторудный узел потенциальный 2.0.2Au/С-O ₃ ;C ₂ -Т	Золото	т	66,0	—	—	—	—	—	—	—	32,0	32,0		
8	Ляпинская редкометалльно-вольфрамово-золоторудная хрусталеносная минерагеническая зона 3q _п ,Au,W,R/RF ₁ ?-O;C ₂ -P														
9	Торговско-Народинский молибденово-вольфрамово-золоторудный хрусталеносный район 3.1q _п ,Au,W,Mo														
10	Хальмерьинский золоторудный узел 3.1.1Au/RF ₁ ?-С ₂ -Т	Золото	т	112,0	—	—	0,265	11,64	11,905	22,294	46,29	50,0	130,489		
11	Хальмерьюское золоторудное поле 3.1.1.1Au	Золото	т	55,0	—	—	0,265*	11,33* 0,31	11,905*	15,274* 7,02	25,87* 20,42	—	80,49	1,5 т/км ²	
12	Неркаюский золото-титановорудный узел потенциальный 3.0.1Ti,Au/RF ₁ ?-С ₂ -Т	Титан (TiO ₂)	млн т	877	—	—	—	—	—	—	—	7,0	7,0	0,008 млн т/км ²	

№ №п/ п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископае- мые	Ед. изм.	Площадь S, км ²	Запасы категории (А, В и С)				ΣА+В+С	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресур- сов	Удельная продуктив- ность (запа- сы+ресурсы/S)
					А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃		
13	Райзско-Войкарская железо-медно-хромоворудная минерагеническая зона 4Cr,Cu,Fe/O-C;MZ-P													
14	Парусшорская ванадиеворудная зона потен- циальная 4.0.1V/O ₂	Ванадий	тыс. т	48,0	—	—	—	—	—	—	—	270,0	270,0	
15	Олься-Мусюрская никелево-хромоворудная зона потенциальная 4.0.2Cr,Ni/O ₂ -S ₁ ;J-P	Хромиты	млн т руды	257,0	—	—	—	—	—	—	—	8,0	8,0	
		Никель	тыс. т		—	—	—	—	—	—	—	160,0	160,0	
16	Западно-Уральская алмазо- золотороссыпная минерагеническая зона 5Au,di/P ₃ -Q													
17	Кожимский золотороссыпной район 5.1Au	Золото (россыпи)												
18	Верхнекожимский золотороссыпной узел 5.1.1Au/N ₂ -Q	"-	т	78,0	—	—	1244,8	—	1244,8	—	—	—	1244,8	
19	Восточно-Уральская платино- золотороссыпная минерагеническая зона 6Au,Pt/P ₃ -Q													
20	Ляпинский золотороссыпной район 6.1Au/N ₂ -Q	Золото (россыпи)	т	1050,0			1,565*	0,03*	1,568*	—	—	10,7	12,268	
21	Восточно-Яроташорский золотороссыпной узел потенциальный 6.1.1Au/Q _{III-H}	"-	т	94,0	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,002 т/км ²
22	Хальмерьинский золотороссыпной узел 6.1.2Au/N ₂ -Q	"-	т	134,0	—	—	1,565*	0,03*	1,568*	—	—	—	1,568*	0,012 т/км ²
Россыпные объекты вне районов:														
23	Восточно-Балбаньюская золотороссыпная зона потенциальная 6.0.1Au/N ₂ -Q _F	"-	т	56,0	—	—	—	—	—	—	—	1,7	1,7	0,03 т/км ²
24	Тынаготская золотороссыпная зона потен- циальная 6.0.2Au/N ₂ -Q _F	"-	т	170,0	—	—	—	—	—	—	—	1,3	1,3	0,01 т/км ²
25	Хосаинская золотороссыпная зона потен- циальная 6.0.3Au/N ₁ -Q	"-	т	161,0	—	—	—	—	—	—	—	7,5	7,5	0,05 т/км ²

Пр и м е ч а н и е : * – утвержденные запасы и ресурсы (для россыпей по состоянию на 01.01.2005 г.), ** – попутные полезные ископаемые.

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-200 Q-40-XXVI прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка прогнозных ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Олься-Мусюрская никелево-хромоворудная зона потенциальная (4.0.2) хром	P ₃ 0	P ₃ 8,0	P ₃ +8,0	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
	никель	0	160,0	+160,0	
2	Неркаюский золото-титановорудный узел потенциальный (3.0.1) титан	P ₃ 0	P ₃ 7,0	P ₃ +7,0	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
3	Парушорская ванадиеворудная зона потенциальная (4.0.1) ванадий	P ₃ 0	P ₃ 270,0	P ₃ +270,0	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
4	Балбанью-Кожимская свинцово-цинковорудная зона потенциальная (1.1.1) свинец	P ₃ 0	P ₃ 150,0	P ₃ +150,0	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
	цинк	0	200,0	+200,0	
	попутные полезные ископаемые кадмий	0	1,0	+1,0	
5	Верхнелемвинский золоторудный узел потенциальный (2.0.1) золото	P ₃ 0	P ₃ 40	P ₃ +40	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
	попутные полезные ископаемые свинец	0	50	+50	
6	Верхнелемвинско-Тыкотловское золоторудное поле потенциальное (2.0.1.1) золото	P ₂ 15,8	P ₂ 12,6	P ₂ -3,2	Специализированные поисковые работы масштаба 1:10 000
	попутные полезные ископаемые свинец	97	30	-67	
7	Сараншорский золоторудный узел потенциальный (2.0.2) золото	P ₃ 0	P ₃ 32	P ₃ +32	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
8	Хальмергинский золоторудный узел (3.1.1) золото	P ₃ 0	P ₃ 50	P ₃ +50	Специализированные поисковые работы масштаба 1:10 000
9	Восточно-Яроташорский золотороссыпной узел потенциальный (6.1.1) золото	P ₃ 0	P ₃ 0,2	P ₃ +0,2	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
10	Восточно-Балбаньюская золотороссыпная зона потенциальная (6.0.1) золото	P ₃ 0	P ₃ 1,7	P ₃ +1,7	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
11	Тынаготская золотороссыпная зона потенциальная (6.0.2) золото	P ₃ 0	P ₃ 1,3	P ₃ +1,3	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000
12	Хосаинская золотороссыпная зона потенциальная (6.0.3) золото	P ₃ 0	P ₃ 7,5	P ₃ +7,5	Специализированные поисковые работы масштаба 1:25 000

Примечание: величины прогнозных ресурсов для золота – в тоннах, для хрома – в млн тонн руды, для титана – в млн тонн TiO₂, для остальных полезных ископаемых в тыс. тонн.

Краткая характеристика рудопроявлений золота Хальмерьюского золоторудного поля

№№ п/п	Номер клетки	Номер на карте	Наименование объекта	Сведения об объекте: геологическое строение, характеристика рудных тел, характеристика полезного ископаемого (1); запасы, прогнозные ресурсы (2)
1	III-1	1	Тынагота	(1) локализовано в зоне катаклаза и лимонитизации, приуроченной к фронтальной части надвига (тектонический контакт кислых метаэффузивов и сланцев мусковит-хлорит-альбит-кварцевого состава). Мощность зоны 5–10 м. Присутствуют будины кварца мощностью 0,3–2,0 м, протяженностью не более 2–3 м с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита. Содержание Au – 0,2–0,3 г/т, Cu – 0,05%, Zn – 0,03% [84]
2	III-1	2	Челкуншор I	(1) приурочено к надвиговой структуре, в пределах которой породы (интенсивно дислоцированные хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы, метавулканиды основного и кислого состава) изменены до вторичных кварцитов, лимонитизированы, содержат будинированные ожелезненные жилы карбонат-кварцевого состава с вкрапленностью пирита. Содержание Au на мощность 0,5 м достигает 4,8 г/т [84]
3	III-1	6	Челкуншор II	(1) окварцованные сланцы мусковит-хлорит-кварцевого состава с густой (5–8%) вкрапленностью мелкого пирита. Содержание Au – 0,2 г/т, Ag – 1,0 г/т, Cu – 0,02%, Zn – 0,08% [84]
4	III-1	29	Качаиз (участки Северный, Центральный, Южный)	(1) приурочено к осложненному серией разрывных нарушений северо-восточного простирания, основанию тектонической пластины, сложенной линзовидными блоками (чешуями) метариолитов с «прослоями» меланократовых сланцев (бластомилонитов). В интенсивно серицитизированных, реже карбонатизированных бластомилонитах, на контактах с блоками метавулканидов, выделены Кварцевая, Пологая, Качаизская и Оперяющая рудные зоны. Мощности зон 4–22 м, протяженность 280–1300 м, падение восточное под углами 25–40°. Породы в зонах насыщены жилами, линзами и прожилками кварц-карбонатного состава с вкрапленностью, прожилками, гнездами крупно- и мелкокристаллического пирита, очень редко халькопирита. Сульфиды локализуются как в сланцах, так и в жильных образованиях, преимущественно в их призальбандовых частях. Содержания Au варьируют от десятых долей до 9,6 г/т, в зонах окисления достигают 14,4 г/т; (2) утвержденные ТКЗ ХМАО-Югры ресурсы золота кат. P ₁ – 1,499 т, утвержденные МПР РФ ресурсы кат. P ₂ – 15,0 т [84, 76]
5	III-1	30	Кедровое	(1) геологическая и структурная позиция рудопроявления аналогичны месторождению Тэлаиз. Оруденение локализовано в окварцованных, сульфидизированных меланократовых сланцах насыщенных кварцевыми, карбонат-кварцевыми, иногда кварц-полевошпатовыми прожилками мощностью от 1 до 30 см. Количество сульфидов, главным образом пирита, редко халькопирита, колеблется от 2 до 4–5%. Как правило, это мелкокристаллические выделения, иногда крупные (5–7 см) скопления кристаллов. Часть сульфидов располагается в кварцевых прожилках или в их экзоконтактных частях. Падение рудной зоны в среднем 40°, на восток и северо-восток, протяженность – 1260 м, мощность 35–160 м, в среднем – 120 м. Установленные содержания золота 0,5–2,0 г/т; (2) утвержденные ТКЗ ХМАО-Югры прогнозные ресурсы Au кат. P ₂ – 8,973 т [76]

№№ п/п	Номер клетки	Номер на карте	Наименование объекта	Сведения об объекте: геологическое строение, характеристика рудных тел, характеристика полезного ископаемого (1); запасы, прогнозные ресурсы (2)
6	III-1	34	Сосновое Северное	(1) локализовано в зоне интенсивного расщепления, висячем боку разрывного нарушения северо-восточного простирания, рвущего тектоническую пластину, сложенную метариолитами. Среди метариолитов наблюдаются тела кварц-фенгит-серицит-полевошпатовых метасоматитов, вытянутых в субмеридиональном направлении. Внутри пластины и вдоль ее границы залегают маломощные линзо- и лентовидные тела меланократовых бластомилонитов. Золотая минерализация связана со штокверкоподобными линзовидными телами, расположенными вдоль разлома и представляющими собой брекчию с цементом, линзами и жилами кварц-карбонат-сульфидного состава и реликтами меланократовых бластомилонитов. Тела окаймлены ореолами существенно калишпатовых метасоматитов. Мощности тел достигают 10 м, протяженность 110–275 м. Сульфиды представлены мелко- и крупнокристаллическим пиритом, очень редко галенитом, халькопиритом, сфалеритом. Формируют вкрапленность и гнезда до 15 см в поперечнике. Установленная протяженность золоторудной зоны 190 м, мощность 11,0–21,5 м. Золото присутствует в кварц-карбонат-сульфидных образованиях, околожилных метасоматитах и в меланократовых бластомилонитах с вкрапленностью пирита. В пределах зоны выявлено несколько рудных интервалов мощностью 0,3–1,6 м, с содержанием Au 1,6–33,7 г/т; (2) прогнозные ресурсы Au кат. P ₁ (утверждены ТКЗ ХМАО-Югры) – 0,924 т, кат. P ₂ – 1,9 т [76]
7	III-1	42	Сосновое Южное	(1) проявление располагается на юго-западном продолжении тектонических структур месторождения Сосновое. Площадь участка сложена огнейсованными кислыми метавулканитами саблегорской свиты. Падение пород на восток – юго-восток. Золотая минерализация установлена в секущих зонах трещиноватости, оперяющих тектонические нарушения северо-восточной ориентировки, среди окварцованных, калишпатизированных и сульфидизированных (пирит) метавулканитов и в кварцевых прожилках с вкрапленностью пирита и галенита. Содержания Au – 1,24–8,3 г/т, Ag – достигают 3,4–4,6 г/т; (2) прогнозные ресурсы (авторские) Au кат. P ₁ – 1,83 т, кат. P ₂ – 2,04 т [34, 84, 76]
8	III-1	45	Седловинное	(1) примыкает с юга к проявлению Сосновое Южное, геологическая и структурная позиции аналогичны. Повышенные содержания золота выявлены в пачках огнейсованных кислых вулканитов, на участках скопления рудовмещающих трещин северо-восточной ориентировки. В пределах зон трещиноватости породы подвержены окварцеванию, калишпатизации, в меньшей мере сульфидизации (пирит, халькопирит, галенит), содержат маломощные кварцевые прожилки. Содержание Au достигают 11,3 г/т, Ag – 1,3 г/т; (2) прогнозные ресурсы (авторские) Au кат. P ₁ – 0,14 т, кат. P ₂ – 1,63 т [34, 84]
9	III-1	47	Правобережное	(1) площадь проявления сложена метавулканитами саблегорской свиты. Породы характеризуются юго-восточным падением под углами 20–40°. Рудоконтролирующая структура – крупное субвертикальное разрывное нарушение северо-восточного простирания. Рудовмещающая – зона оперяющей трещиноватости с кварцевым прожилкованием, приуроченная к огнейсованным метариолитам. Ширина зоны около 400 м. Вмещающие породы интенсивно окварцованы, калишпатизированы, несут пиритовую, реже галенитовую, вкрапленную минерализацию. Сульфиды, практически, нацело окислены, зачастую выщелочены, количество не превышает 1–2%. Концентрации Au достигают 30,3 г/т, Ag – 5,4 г/т, Cu – 0,15%. Встречается видимое золото размером до 8 мм. На проявлении выделено шесть рудных тел с бортовым содержанием – 0,1 г/т; (2) запасы Au кат. C ₂ (не утверждены) – 0,172 т, прогнозные ресурсы (авторские) Au кат. P ₁ – 2,97 т, кат. P ₂ – 3,34 т [34, 84]
10	III-1	49	Тэрнэсашор	(1) приурочено к тектонической пластине, осложненной серией крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного простирания. Разрез представлен переслаиванием огнейсованных риолитов, их туфов, гнейсов и кристаллических сланцев слюдисто-полевошпат-кварцевого и биотит-полевошпатового состава, присутствуют вторичные кварциты по риолитам. Падение пород юг-юго-восточное под углами 30–35°. Золотая минерализация связана с кварцевожильными зонами и околожилными метасоматически измененными породами (калишпатизация, окварцевание), локализованными на участках ступенчатости оперяющей трещиной тектоники. Участки сопровождаются вкрапленной сульфидной минерализацией (пирит, галенит?). Содержания Au – 0,1–56,1 г/т, Ag – 0,07–12,2 г/т, Pb и Zn – 0,15%. На проявлении выделено одно рудное тело со средним содержанием Au 2,5 г/т; (2) запасы Au кат. C ₂ (не утверждены) – 0,133 т, прогнозные ресурсы (авторские) Au кат. P ₁ – 2,08 т, кат. P ₂ – 2,41 т [34, 84]

Краткая характеристика россыпей золота листа Q-40-XXVI

№№ п/п	Номер клетки	Номер на карте	Наименование россыпи	Характеристика россыпи: индекс вмещающих отложений, генетический тип; строение; ширина, длина; мощности продуктивных пластов и торфов (от-до); среднее содержание золота; категория запасов, запасы (1). Характеристика золота: размеры; окатанность; форма; пробность (2)
Кожимский золотороссыпной район				
Верхнекожимский золотороссыпной узел				
1	I-1	13	Селэмью	1) $\alpha^{P1}IIIpu-H$, пойменная и I надпойменной террасы; лентообразная, невыдержанная в плане, разбита на два участка, в нижнем течении р. Селэмью имеет струйчатое строение; 20–140 м, 1,88 км; 0,8–4,8 м, 3,0 м; 446 мг/м ³ ; С ₁ 88,3 кг 2) среднее (преобладает), крупное; хорошая; тонкопластинчатое, чешуйчатое; 942 [32]
2	I-1	15	Яротаю	1) αH , пойменная; лентообразная, простого строения, приплотиковая, разбита на два участка; 20–160 м, 3,0 км; 1,2 м, 2,4 м; 447 мг/м ³ ; С ₁ 123,5 кг 2) среднее, крупное; хорошая; тонкопластинчатое, чешуйчатое; 942 [32]
3	I-1	18	Гранатовый	1) αH , пойменная; лентообразная, выдержанная как в плане, так и по вертикали; 40–60 м, 1,5 км; 0,8–5,6 м, 1,9–3,6 м; 316 мг/м ³ ; С ₁ 65,5 кг 2) преобладает среднее; хорошая; тонкопластинчатое, чешуйчатое; 942 [32]
Ляпинский золотороссыпной район				
Хальмеръянский золотороссыпной узел				
4	III-1	24	Малая Тынагота	1) $\alpha^{P1}IIIpu-H$, долинно-руслловая; лентообразная, узкоструйчатая; 11–63 м, 4,0 км; 0,4–3,8 м, 0,0–5,6 м; 318 мг/м ³ ; С ₁ , 199,0 кг 2) преимущественно среднее; средняя, хорошая; комковидная, таблитчатая изометричная, 20% зерен в сростках с кварцем, поверхность грубоямчатая с пленками гидроокислов железа; 950 [62, 29]
5	III-1	40	Пальникшор	1) $\alpha^{P1}IIIpu-H$, долинно-руслловая; лентообразная; 20–80 м, 1,3 км; 0,5–2,0 м, 0,5–5,0 м; 900 мг/м ³ ; С ₁ первоначальные – 44,0 кг, остаток по состоянию на 01.01.2005 г. – 8 кг 2) крупное; слабо- и полуокатанное; комковидная, уплощенная, очертания сглаженные, поверхность ровная, тонкошагреневая, в мелких классах – в сростках с пиритом, кварцем, редко с галенитом, имеет рудный облик; 920 [62, 29]

Список опорных обнажений, горных выработок, показанных на геологической карте неоген-четвертичных образований листа Q-41-XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

№ п/п	№ на карте	Индекс клетки	Характеристика объекта	№ по списку литературы	Авторский номер объекта
1	1	II-1	Опорный разрез аллювиальных отложений малососьвинской свиты и устьхобеинской толщи нерасчлененных	[48]	обн. 8115
2	2	III-2	Опорный разрез аллювиальных отложений малососьвинской свиты и устьхобеинской толщи нерасчлененных	[48]	обн. 8133
3	3	III-4	Опорный разрез отложений няйской толщи	ГМК-200	шурфы 290-293
4	4	III-4	Опорный разрез отложений няйской толщи	ГМК-200	обн. 5607
5	5	III-4	Опорный разрез отложений пельмской свиты	ГМК-200	шурфы 267-271
6	6	III-4	Опорный разрез отложений няйской толщи и пельмской свиты	ГМК-200	шурфы 538-541, 542, 544
7	7	III-4	Опорный разрез отложений няйской толщи	ГМК-200	шурф 248
8	8	IV-2	Опорный разрез аллювиальных отложений малососьвинской свиты и устьхобеинской толщи нерасчлененных	[2]	обн. 14 и 21
9	9	IV-3	Опорный разрез отложений вольинской толщи	ГМК-200	шурфы 528, 529
10	10	IV-3	Опорный разрез отложений няйской толщи	ГМК-200	шурф 522
11	11	IV-3	Опорный разрез отложений вольинской толщи	ГМК-200	шурф 523
12	12	IV-3	Опорный разрез отложений вольинской толщи	ГМК-200	шурф 524
13	13	IV-3	Опорный разрез отложений няйской толщи	ГМК-200	шурф 532
14	14	IV-3	Опорный разрез отложений няйской толщи	ГМК-200	шурфы 530, 531
15	15	IV-4	Опорный разрез отложений вольинской толщи	ГМК-200	шурф 534

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
1	Погурейская свита, риолиты	уран-свинцовый, локальный, SHRIMP	484,6±3,1	[ГМК-200], обн. 2190, проба 21900601
2	Вендский апогаббровский комплекс, амфиболит	-"	547±14,0	[ГМК-200], обн. 3679, проба 36790101
3	Лемвинский комплекс. Тынаготский массив	-"	497,9±3,8	[48, ГМК-200], обн. 4036, проба 403601
4	Молюдвожская свита, риолиты	-"	624±3,0	[48, ГМК-200], обн. 4009, проба 400902
5	Малотынаготский комплекс. Малотынаготский массив	-"	508,7±2,2	[48, ГМК-200], обн. 4055, проба 405501
6	Лемвинский комплекс. Воргавожский массив	-"	519,6±3,7	[48, ГМК-200], обн. 2549, проба 254902

Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе Q-41-XXVI

Номер на схеме	Вид памятников	Краткая характеристика
1	Природный	Национальный природный парк Югыд-Ва
2	Геоморфологический	Останец выветривания - Саран-дед

Таблица 1. Химические составы магматических пород Тынаготской площади. Химические составы и основные петрохимические характеристики гнейсовидных метариолитов верхнесаблегорской подзвиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	Na ₂ O K ₂ O	al'	Ka	ASI	FeO* MgO	ппп	Сумма
254102/01	76,46	0,16	11,81	1,08	1,01	0,03	0,20	0,63	3,30	4,50	0,03	7,80	0,73	5,2	0,87	1,03	9,91	0,67	99,88
254401/01	75,76	0,10	12,23	0,62	1,44	0,05	0,26	0,70	3,60	4,40	0,03	8,00	0,82	5,3	0,87	1,02	7,68	0,54	99,73
254601/01	77,20	0,14	11,44	1,00	0,72	0,03	0,47	0,52	3,30	4,40	0,03	7,70	0,75	5,2	0,89	1,03	3,45	0,78	100,03
254602/01	76,94	0,10	11,32	0,95	0,72	0,02	0,13	0,73	3,60	5,00	0,05	8,60	0,72	6,3	1,00	0,89	12,12	0,26	99,82
254603/01	76,90	0,09	11,28	0,30	1,30	0,03	0,20	0,60	3,40	4,70	0,03	8,10	0,72	6,3	0,95	0,96	7,85	0,49	99,32
255201/01	73,10	0,23	13,73	1,90	1,16	0,08	0,49	0,40	4,13	3,22	0,09	7,35	1,28	3,9	0,75	1,25	5,84	1,47	100,00
255204/01	77,80	0,10	11,33	0,22	1,58	0,02	0,23	0,36	3,40	4,70	0,01	8,10	0,72	5,6	0,94	1,00	7,73	0,21	99,96
255206/01	76,20	0,14	11,90	1,15	1,01	0,02	0,33	0,31	3,10	5,00	0,02	8,10	0,62	4,8	0,88	1,07	6,20	0,78	99,96
255301/01	75,42	0,16	11,55	0,80	1,44	0,03	0,46	1,02	3,80	4,00	0,02	7,80	0,95	4,3	0,92	0,93	4,70	1,10	99,80
255401/01	71,30	0,47	13,07	0,70	3,02	0,06	0,90	1,63	3,70	3,60	0,10	7,30	1,03	2,8	0,76	1,01	4,06	1,37	99,92
255403/01	67,13	0,50	15,41	0,69	2,62	0,05	1,90	1,93	3,96	3,58	0,29	7,54	1,11	3,0	0,67	1,11	1,71	1,94	100,00
255405/01	75,06	0,16	12,02	0,76	1,44	0,03	0,34	0,60	3,30	5,00	0,02	8,30	0,66	4,7	0,90	1,01	6,25	0,54	99,81
255501/01	77,34	0,08	11,71	0,47	0,86	0,02	0,14	0,42	3,40	5,10	0,01	8,50	0,67	8,0	0,95	0,99	9,16	0,30	99,85
454302/01	69,63	0,58	13,75	0,83	3,40	0,04	0,24	2,54	3,69	4,08	0,089	7,77	0,90	3,1	0,76	0,91	17,13	1,13	100,00
712401	76,68	0,11	12,03	1,33	0,50	0,02	0,28	0,13	3,10	4,90	0,01	8,00	0,63	5,7	0,86	1,13	6,06	0,66	122,14
712402	76,68	0,11	12,03	1,33	0,50	0,02	0,28	0,13	3,10	4,70	0,01	7,80	0,66	5,7	0,85	1,15	6,06	0,66	121,77
712403	76,16	0,11	12,07	1,28	0,50	0,02	0,22	0,12	2,14	5,60	0,01	7,74	0,38	6,0	0,79	1,23	7,51	1,00	122,92
712703	78,16	0,07	11,53	0,50	0,58	0,02	0,16	0,15	3,50	4,30	<0,01	7,80	0,81	9,3	0,90	1,08	6,44	0,18	125,48
712803	76,80	0,09	12,15	0,49	0,79	0,01	0,24	0,15	3,50	4,50	0,01	8,00	0,78	8,0	0,87	1,11	5,13	0,55	123,17
713502	69,86	0,50	13,97	2,11	2,02	0,06	1,36	1,62	2,43	3,90	0,10	6,33	0,62	2,5	0,59	1,25	2,88	1,55	99,48
713505	75,06	0,16	12,50	1,43	0,86	0,04	0,20	0,70	3,70	4,50	0,02	8,20	0,82	5,0	0,88	1,02	10,74	0,04	99,21
713701	77,76	1,09	11,17	1,26	0,29	0,01	0,33	0,05	2,33	4,90	0,015	7,23	0,48	5,9	0,82	1,21	4,32	0,37	119,57
404701	75,98	0,13	12,14	1,40	0,50	0,02	0,35	0,11	1,88	5,70	0,05	7,58	0,33	5,4	0,76	1,28	5,03	0,97	119,61
405001	76,88	0,14	11,64	0,65	0,72	0,02	0,28	0,18	3,30	4,70	0,01	8,00	0,70	7,1	0,90	1,07	4,66	0,44	121,35
405101	76,82	0,10	11,77	1,00	0,79	0,02	0,14	0,28	3,40	4,70	0,01	8,10	0,72	6,1	0,91	1,05	12,07	0,43	128,41
406401	74,86	0,21	13,04	0,87	1,08	0,04	0,22	0,41	2,84	5,20	0,03	8,04	0,55	6,0	0,79	1,18	8,47	0,91	124,74
406501	71,32	0,43	13,47	1,43	2,02	0,08	0,82	1,95	3,50	4,00	0,07	7,50	0,88	3,2	0,75	0,99	4,03	0,71	99,80
407801	75,38	0,17	12,11	0,98	1,30	0,04	0,36	0,76	3,50	4,50	0,04	8,00	0,78	4,6	0,88	1,01	6,06	0,45	99,59
Среднее	75,17	0,23	12,29	0,98	1,22	0,03	0,41	0,68	3,28	4,55	0,04	7,83	0,72	4,7	0,84	1,06	5,11		
Минимум	67,13	0,07	11,17	0,22	0,29	0,01	0,13	0,05	1,88	3,22	0,01	6,33	0,33	2,54	0,59	0,89	1,71		
Максимум	78,16	1,09	15,41	2,11	3,40	0,08	1,90	2,54	4,13	5,70	0,29	8,60	1,28	9,30	1,00	1,28	17,13		

Таблица 2. Химические составы и основные петрохимические характеристики риолитов и метариолитов верхнесаблегорской подsvиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	ASI	$\frac{FeO^*}{MgO}$	ппп	Сумма
254103/01	75,99	0,15	12,77	1,12	0,78	0,03	0,20	0,17	3,70	4,28	0,03	7,98	0,86	6,1	0,84	1,16	8,76	0,78	100,00
254106/01	76,26	0,14	12,29	0,90	1,29	0,01	0,31	0,24	3,64	4,31	0,03	7,95	0,84	4,9	0,87	1,11	6,78	0,58	100,00
254503/01	76,35	0,11	12,37	0,24	1,96	0,07	0,33	0,34	3,78	3,66	0,05	7,44	1,03	4,9	0,82	1,15	6,66	0,75	100,00
254504/01	75,88	0,17	12,12	0,78	0,93	0,04	0,40	0,83	3,32	4,38	0,08	7,70	0,76	5,8	0,84	1,04	4,10	1,07	100,00
255505/01	77,22	0,11	11,84	1,35	0,51	0,01	0,77	0,05	1,73	5,45	0,03	7,18	0,32	4,5	0,74	1,34	2,23	0,98	100,00
712601/00	75,76	0,15	11,78	2,10	0,72	0,01	0,40	0,10	3,30	4,50	0,016	7,80	0,73	3,7	0,87	1,12	6,53	0,75	99,59
400701/00	78,60	0,17	12,37	0,98	0,72	0,04	0,05	0,05	1,98	4,27	0,03	6,25	0,46	7,1	0,64	1,55	32,04	0,55	99,71
402001/00	78,00	0,17	11,85	1,12	0,75	0,10	0,11	0,52	1,58	4,59	0,03	6,17	0,34	6,0	0,64	1,39	15,98	0,42	99,24
406001/00	77,54	0,11	11,76	1,40	0,50	0,02	0,37	0,15	3,60	3,50	0,01	7,10	1,03	5,2	0,83	1,18	4,76	0,53	99,49
406201/00	76,78	0,14	12,13	0,85	0,76	0,03	0,40	0,29	2,76	4,80	0,01	7,56	0,58	6,0	0,80	1,18	3,81	0,57	99,52
406301/00	76,76	0,12	12,39	1,25	0,43	0,01	0,06	0,12	3,00	4,70	0,02	7,70	0,64	7,1	0,81	1,21	25,92	0,51	99,37
Среднее	76,83	0,14	12,15	1,10	0,85	0,03	0,31	0,26	2,94	4,40	0,03	7,35	0,67	5,4	0,79	1,21	5,95	0,68	99,72
Минимум	75,76	0,11	11,76	0,24	0,43	0,01	0,05	0,05	1,58	3,50	0,01	6,17	0,32	3,66	0,64	1,04	2,23	0,42	
Максимум	78,60	0,17	12,77	2,10	1,96	0,10	0,77	0,83	3,78	5,45	0,08	7,98	1,03	7,12	0,87	1,55	32,04	1,07	

Таблица 3. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород покровной фации первой фазы молдавского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S
Основные в нижнем молдавже (первая фаза покровная фация)																			
254905	46,07	3,15	13,95	6,58	7,46	0,22	10,14	5,70	2,62	0,05	0,61	2,67	52,4	0,58	0,31	58,1	27,3	22,3	18,5
254803	46,16	3,39	12,33	7,08	9,03	0,25	8,60	7,42	1,95	1,14	0,19	3,09	1,7	0,50	0,36	65,2	28,1	22,8	17,8
401101	49,60	1,90	14,38	3,43	8,64	0,25	7,78	5,94	0,94	0,05	0,18	0,99	18,8	0,72	0,11	60,8	21,8	21,3	27,6
101806	49,78	2,77	12,79	9,66	5,18	0,31	5,01	5,57	2,65	2,02	0,77	4,67	1,3	0,64	0,51	74,8	22,6	23,0	26,9
255102	52,89	0,82	18,51	1,24	4,51	0,07	7,98	3,65	3,10	1,68	0,06	4,78	1,8	1,35	0,37	41,9	14,5	26,9	38,3
405401	53,74	2,64	14,56	6,66	5,04	0,16	3,99	3,92	2,45	2,89	0,58	5,34	0,8	0,93	0,49	74,6	18,3	23,8	35,3
710104	54,30	2,28	13,46	8,00	3,89	0,10	5,67	3,99	1,27	4,96	0,10	6,23	0,3	0,77	0,55	67,7	19,8	23,7	34,4
405402	54,67	2,41	15,59	9,87	0,87	0,16	3,99	3,77	3,99	1,53	1,01	5,52	2,6	1,06	0,53	72,9	17,1	24,9	37,4
403406	55,34	1,54	17,22	5,36	3,96	0,19	4,72	4,20	1,85	1,55	0,22	3,40	1,2	1,23	0,27	66,4	15,6	24,8	39,6
Среднее	51,39	2,32	14,76	6,43	5,40	0,19	6,43	4,91	2,31	1,76	0,41	4,08	1,3	0,81	0,39	64,8	20,6	23,7	30,6
Минимум	46,07	0,82	12,33	1,24	0,87	0,07	3,99	3,65	0,94	0,05	0,06	0,99	0,26	0,50	0,11	41,86	14,55	21,31	17,81
Максимум	55,34	3,39	18,51	9,87	9,03	0,31	10,14	7,42	3,99	4,96	1,01	6,23	52,40	1,35	0,55	74,76	28,10	26,95	39,57
Средний базальт	47,90	2,80	13,36	6,69	7,58	0,26	7,88	6,16	2,04	0,82	0,44	2,86	2,5	0,60	0,32	64,4	24,9	22,4	22,7
Минимум	46,07	1,90	12,33	3,43	5,18	0,22	5,01	5,57	0,94	0,05	0,18	0,99	1,31	0,50	0,11	58,06	21,75	21,31	17,81
Максимум	49,78	3,39	14,38	9,66	9,03	0,31	10,14	7,42	2,65	2,02	0,77	4,67	52,40	0,72	0,51	74,76	28,10	23,03	27,60
Средний андезибазальт	54,19	1,94	15,87	6,23	3,65	0,14	5,27	3,91	2,53	2,52	0,39	5,05	1,0	1,05	0,43	65,2	17,1	24,8	37,0
Минимум	52,89	0,82	13,46	1,24	0,87	0,07	3,99	3,65	1,27	1,53	0,06	3,40	0,26	0,77	0,27	41,86	14,55	23,68	34,36
Максимум	55,34	2,64	18,51	9,87	5,04	0,19	7,98	4,20	3,99	4,96	1,01	6,23	2,61	1,35	0,55	74,57	19,84	26,95	39,57
Ср.сем.бз.	47,28	2,81	13,55	5,70	8,38	0,24	8,84	6,35	1,84	0,41	0,32	2,25	4,4	0,59	0,26	61,4	25,7	22,2	21,3
Минимум	46,07	1,90	12,33	3,43	7,46	0,22	7,78	5,70	0,94	0,05	0,18	0,99	1,71	0,50	0,11	58,06	21,75	21,31	17,81
Максимум	49,60	3,39	14,38	7,08	9,03	0,25	10,14	7,42	2,62	1,14	0,61	3,09	52,40	0,72	0,36	65,21	28,10	22,84	27,60
Ср.сем.абз.	54,16	1,85	16,47	5,78	3,60	0,15	5,17	3,89	2,85	1,91	0,47	4,76	1,5	1,13	0,41	64,5	16,4	25,1	37,6
Минимум	52,89	0,82	14,56	1,24	0,87	0,07	3,99	3,65	1,85	1,53	0,06	3,40	0,85	0,93	0,27	41,86	14,55	23,82	35,25
Максимум	55,34	2,64	18,51	9,87	5,04	0,19	7,98	4,20	3,99	2,89	1,01	5,52	2,61	1,35	0,53	74,57	18,33	26,95	39,57

Таблица 4. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород первой фазы молдавских субвулканических образований

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
255002/01	48,62	1,12	14,20	4,59	7,20	0,22	7,14	10,58	2,60	0,15	0,11	2,75	17,3	0,75	0,31	62	20	27,5	28,4	2,72	99,25
404403/00	53,64	2,09	15,72	3,65	6,19	0,15	3,78	6,32	3,40	2,26	0,36	5,66	1,5	1,15	0,51	72	16	27,7	37,8	1,89	99,45
254809/01	47,20	1,37	15,56	3,79	7,34	0,18	7,53	9,61	2,70	1,08	0,24	3,78	2,5	0,83	0,36	60	20	29,0	27,0	2,78	99,38
254811/01	48,84	1,54	14,92	2,87	6,91	0,17	6,35	11,70	3,00	0,48	0,34	3,48	6,3	0,92	0,37	61	18	30,1	31,0	1,92	99,04
Среднее	49,58	1,53	15,10	3,73	6,91	0,18	6,20	9,55	2,93	0,99	0,26	3,92	2,9	0,90	0,39	63	18	28,6	31,0		
Минимум	47,20	1,12	14,20	2,87	6,19	0,15	3,78	6,32	2,60	0,15	0,11	2,75	1,5	0,75	0,31	60	16	27,5	27,0		
Максимум	53,64	2,09	15,72	4,59	7,34	0,22	7,53	11,70	3,40	2,26	0,36	5,66	17,3	1,15	0,51	72	20	30,1	37,8		

Таблица 5. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород покровной фации второй фазы молдавского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	ASI	Трахирioлит
12/92	67,83	0,22	11,51	1,04	2,23	0,11	0,12	5,28	4,74	3,44	0,10	3,38	100,00	8,18	1,38	3,40	1,00	0,55	Трахидацил
400902	72,03	0,60	14,16	2,21	0,35	0,01	0,00	0,60	5,04	3,67	0,02	1,31	100,00	8,71	1,37	5,53	0,87	1,06	Трахирioдацил
15a/92	68,44	0,75	13,49	2,79	0,61	0,07	0,23	3,16	4,63	3,22	0,15	2,46	100,00	7,85	1,44	3,72	0,82	0,80	Риодацил
11/92	73,01	0,44	13,91	2,71	0,59	0,01	0,55	0,05	3,48	3,89	0,08	1,28	100,00	7,37	0,89	3,61	0,71	1,39	Риолит
12a/92	73,07	0,34	11,32	2,02	1,02	0,04	0,70	1,71	1,83	5,34	0,08	2,53	100,00	7,17	0,34	3,03	0,78	0,95	Риолит
13/92	77,64	0,09	11,64	0,85	1,67	0,01	0,27	0,10	1,84	4,82	0,04	1,03	100,00	6,66	0,38	4,17	0,71	1,38	Риолит
405301	74,44	0,16	13,00	1,54	1,00	0,04	0,24	0,50	1,87	5,20	0,05	1,48	99,52	7,07	0,36	4,68	0,67	1,35	Риолит
710806	76,20	0,30	9,65	0,98	0,86	н.о.	4,18	0,76	3,35	2,75	0,24	0,80	100,09	6,10	1,22	1,60	0,88	0,98	Риолит
Средний риолит	74,87	0,27	11,90	1,62	1,03	0,03	1,19	0,62	2,47	4,40	0,10	1,42	99,92	6,87	0,56	3,10	0,74	1,19	
Минимум	73,01	0,09	9,65	0,85	0,59	0,01	0,24	0,05	1,83	2,75	0,04	0,80	99,52	6,10	0,34	1,60	0,67	0,95	
Максимум	77,64	0,44	13,91	2,71	1,67	0,04	4,18	1,71	3,48	5,34	0,24	2,53	100,09	7,37	1,22	4,68	0,88	1,39	
Средний состав покровной фации	72,83	0,36	12,33	1,77	1,04	0,04	0,79	1,52	3,35	4,04	0,09	1,78	99,95	7,39	0,83	3,43	0,80	0,98	
Минимум	67,83	0,09	9,65	0,85	0,35	0,01	0,00	0,05	1,83	2,75	0,02	0,80	99,52	6,10	0,34	1,60	0,67	0,55	
Максимум	77,64	0,75	14,16	2,79	2,23	0,11	4,18	5,28	5,04	5,34	0,24	3,38	100,09	8,71	1,44	5,53	1,00	1,39	

Таблица 6. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород субвулканической фации второй фазы молдвожского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	ASI	Название
76/92	73,11	0,45	12,76	1,49	2,19	0,02	0,15	0,95	3,86	4,51	0,05	0,46	100,00	8,37	0,86	3,33	0,88	0,98	Трахириолит
8/92	74,28	0,15	13,25	0,87	1,17	0,01	0,35	0,69	1,78	6,84	0,05	0,56	100,00	8,62	0,26	5,54	0,78	1,14	Трахириолит
9/92	74,51	0,28	12,75	1,35	1,61	0,01	0,35	0,21	3,41	4,80	0,05	0,67	100,00	8,21	0,71	3,85	0,85	1,14	Трахириолит
405404	73,00	0,29	12,00	3,74	0,79	0,02	0,15	0,28	4,70	4,00	0,03	0,22	100,02	8,70	1,18	2,56	1,00	0,95	Трахириолит
254801	71,80	0,40	13,60	2,47	1,20	0,04	0,40	1,50	5,80	1,87	0,06	0,69	99,83	7,67	3,10	3,34	0,85	0,95	Риодацит
403301	68,40	0,86	16,05	3,80	1,56	0,14	0,87	1,26	3,40	1,81	0,16	1,00	99,31	5,21	1,88	2,58	0,47	1,63	Риодацит
Средний трахириолит субвулк. фации	73,73	0,29	12,69	1,86	1,44	0,02	0,25	0,53	3,44	5,04	0,05	0,48	100,01	8,48	0,68	3,57	0,88	1,05	
Минимум	73,00	0,15	12,00	0,87	0,79	0,01	0,15	0,21	1,78	4,00	0,03	0,22	100,00	8,21	0,26	2,56	0,78	0,95	
Максимум	74,51	0,45	13,25	3,74	2,19	0,02	0,35	0,95	4,70	6,84	0,05	0,67	100,02	8,70	1,18	5,54	1,00	1,14	
Средний риодацит субвулк. фации	70,10	0,63	14,83	3,14	1,38	0,09	0,64	1,38	4,60	1,84	0,11	0,85	99,57	6,44	2,50	2,88	0,64	1,23	
Минимум	68,40	0,40	13,60	2,47	1,20	0,04	0,40	1,26	3,40	1,81	0,06	0,69	99,31	5,21	1,88	2,58	0,47	0,95	
Максимум	71,80	0,86	16,05	3,80	1,56	0,14	0,87	1,50	5,80	1,87	0,16	1,00	99,83	7,67	3,10	3,34	0,85	1,63	

Таблица 7. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород Балбаншорского комплекса метагаббрового

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	Na ₂ O/ K ₂ O	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
250701	49,56	0,90	12,38	4,05	8,68	0,22	10,40	7,83	2,71	0,65	н.о.	3,36	4,2	0,54	0,42	55,0	24,0	23,6	25,3	2,63	100,00
251500	45,20	1,94	12,41	5,58	12,86	0,26	8,74	7,37	2,39	0,11	0,19	2,50	21,7	0,46	0,33	67,8	29,1	22,3	15,8	2,67	99,72
312201	48,82	1,82	13,56	3,23	10,80	0,16	8,78	5,99	2,54	0,22	0,29	2,76	11,5	0,59	0,33	61,5	24,6	22,3	24,0	3,05	99,35
312206	48,14	1,18	16,04	2,71	7,63	0,22	7,17	11,30	2,48	0,19	0,26	2,67	13,1	0,92	0,27	59,1	18,7	30,0	29,2	2,40	100,00
450201	51,53	1,98	11,10	6,49	7,18	0,22	6,97	7,64	3,13	0,05	0,51	3,18	62,6	0,54	0,47	66,2	22,6	21,9	28,7	3,19	100,00
450601	48,39	1,20	15,13	2,68	7,29	0,16	10,83	8,97	2,86	0,54	н.о.	3,40	5,3	0,73	0,35	47,9	22,0	27,5	26,2	1,96	100,00
450801	50,95	1,16	11,73	1,86	9,47	0,17	10,94	8,45	2,34	0,32	0,67	2,66	7,3	0,53	0,36	50,9	23,4	22,8	27,4	1,95	100,00
451502	46,78	1,27	13,91	2,77	6,46	0,15	12,56	12,18	1,74	0,35	н.о.	2,09	5,0	0,64	0,23	42,4	23,1	28,2	23,6	1,84	100,00
452502	47,94	2,27	12,68	5,79	11,90	0,23	5,99	9,41	1,97	0,18	0,23	2,15	10,9	0,54	0,27	74,7	26,0	24,2	21,8	1,41	100,00
452503	48,94	1,09	14,01	4,35	9,13	0,25	9,49	7,25	2,50	0,18	0,04	2,68	13,9	0,61	0,31	58,7	24,1	23,9	24,6	3,21	100,44
452602	50,33	0,91	12,46	4,52	7,31	0,16	10,56	9,08	2,41	0,16	0,31	2,57	15,1	0,56	0,33	52,8	23,3	24,1	26,9	1,78	100,00
250100	45,09	1,41	11,95	4,52	9,62	0,22	8,92	8,77	3,62	0,28	0,61	3,90	12,9	0,52	0,52	61,3	24,5	24,6	20,4	4,99	100,00
250105	48,41	1,12	14,20	6,82	7,45	0,24	6,16	7,34	4,21	0,22	0,23	4,43	19,1	0,70	0,50	69,9	21,6	26,0	26,6	3,60	100,00
251707	50,02	1,13	15,72	3,06	8,55	0,25	7,49	5,99	4,08	0,53	0,07	4,61	7,7	0,82	0,46	60,8	20,2	26,3	29,5	3,61	100,50
312801	47,80	0,92	16,11	0,80	8,92	0,15	8,12	8,20	4,30	0,13	0,18	4,43	33,1	0,90	0,45	54,5	18,8	28,7	28,9	4,15	99,84
450403	47,80	2,27	12,38	3,13	9,51	0,14	6,02	9,29	3,95	0,11	2,81	4,06	35,9	0,66	0,53	67,8	20,9	25,7	26,7	2,59	100,00
451002	46,38	3,12	14,94	2,15	8,84	0,16	9,33	8,52	3,27	0,97	0,74	4,24	3,4	0,74	0,43	54,1	23,4	27,7	22,8	1,58	100,00
301301	54,04	0,99	15,34	2,33	5,76	0,11	6,02	5,65	3,30	0,48	0,16	3,78	6,9	1,09	0,39	57,3	15,1	24,8	38,8	5,12	99,38
312204	52,52	2,29	11,26	4,17	12,67	0,23	5,54	3,34	3,16	0,26	0,71	3,42	12,2	0,50	0,49	75,2	24,7	18,0	27,6	3,38	99,71
312701	52,90	1,18	14,00	1,43	8,64	0,30	6,29	9,08	3,06	0,11	0,24	3,17	27,8	0,86	0,37	61,6	17,5	26,3	35,1	2,00	99,34
451401	54,68	1,08	10,28	3,43	7,54	0,15	5,68	9,26	3,35	0,05	0,76	3,40	67,0	0,62	0,54	65,9	17,7	22,9	36,8	3,75	100,00
451402	55,57	1,06	11,82	2,74	8,74	0,20	7,75	4,27	3,35	1,25	0,11	4,60	2,7	0,61	0,58	59,7	20,3	20,7	35,1	3,15	100,00
312105	56,46	1,13	17,58	1,21	6,62	0,31	4,46	2,99	4,98	1,19	0,12	6,17	4,2	1,43	0,54	63,7	13,4	26,7	42,7	2,64	99,85
301104	57,16	1,06	15,29	3,59	6,05	0,17	6,07	2,85	2,72	0,63	0,12	3,35	4,3	0,97	0,34	61,4	16,8	21,5	40,2	3,73	99,55
Средний базальт	48,78	1,43	13,22	4,00	8,97	0,20	9,31	8,68	2,46	0,27	0,31	2,73	9,2	0,59	0,33	58,2	23,7	24,6	24,9	2,37	99,94
Минимум	45,20	0,90	11,10	1,86	6,46	0,15	5,99	5,99	1,74	0,05	0,04	2,09	4,17	0,46	0,23	42,37	18,69	21,92	15,82	1,41	99,35
Максимум	51,53	2,27	16,04	6,49	12,86	0,26	12,56	12,18	3,13	0,65	0,67	3,40	62,60	0,92	0,47	74,70	29,12	30,01	29,23	3,21	100,44
Средний трахизбазальт	47,58	1,66	14,22	3,41	8,82	0,19	7,67	8,02	3,91	0,37	0,77	4,28	10,5	0,71	0,48	61,5	21,6	26,5	25,8	3,42	100,06
Минимум	45,09	0,92	11,95	0,80	7,45	0,14	6,02	5,99	3,27	0,11	0,07	3,90	3,37	0,52	0,43	54,10	18,76	24,62	20,39	1,58	99,84
Максимум	50,02	3,12	16,11	6,82	9,62	0,25	9,33	9,29	4,30	0,97	2,81	4,61	35,91	0,90	0,53	69,87	24,48	28,74	29,54	4,99	100,50
Средний андезитобазальт	53,94	1,32	12,54	2,82	8,67	0,20	6,26	6,32	3,24	0,43	0,40	3,67	7,5	0,71	0,46	64,7	19,1	22,5	34,7	3,73	99,69
Минимум	52,52	0,99	10,28	1,43	5,76	0,11	5,54	3,34	3,06	0,05	0,11	3,17	2,68	0,50	0,37	57,34	15,10	18,02	27,62	2,00	99,34
Максимум	55,57	2,29	15,34	4,17	12,67	0,30	7,75	9,26	3,35	1,25	0,76	4,60	67,00	1,09	0,58	75,25	24,67	26,25	38,83	5,12	100,00
Трахиандезитобазальт	56,46	1,13	17,58	1,21	6,62	0,31	4,46	2,99	4,98	1,19	0,12	6,17	4,2	1,43	0,54	63,7	13,4	26,7	42,7	2,64	99,85
Андезит	57,16	1,06	15,29	3,59	6,05	0,17	6,07	2,85	2,72	0,63	0,12	3,35	4,3	0,97	0,34	61,4	16,8	21,5	40,2	3,73	99,55

Таблица 8. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород николайшорского комплекса. Хальмерьюский массив

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	H ₂ O-	CO ₂	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	ASI
450604/02	75,33	0,13	13,27	0,56	0,63	0,02	0,21	0,37	4,65	4,23	0,00	0,60	100,00	0,15	0,10	8,88	1,10	9,48	0,92	1,03
6008/02	73,56	0,15	13,94	0,78	0,91	0,02	0,20	0,98	4,23	4,63	0,00	0,60	100,00	0,17	0,15	8,86	0,91	7,38	0,86	1,01
443101/98	77,36	0,09	11,96	0,34	0,77	0,04	0,06	0,23	3,61	4,69	0,01	0,49	99,64	0,16	0,10	8,30	0,77	10,26	0,92	1,05
201201/02	76,09	0,14	12,38	0,51	1,04	0,03	0,12	0,76	3,40	4,46	0,02	0,62	99,57	0,11	0,01	7,86	0,76	7,41	0,84	1,05
200902/02	74,20	0,13	13,75	1,05	0,90	0,02	0,22	0,72	3,57	4,72	0,05	0,67	100,00	0,15	0,15	8,29	0,76	6,34	0,80	1,12
301804/98	71,08	0,34	15,31	1,36	1,36	0,04	0,84	1,61	4,71	2,10	0,14	1,11	100,00	0,22	0,17	6,81	2,24	4,30	0,65	1,18
200801/02	72,46	0,31	14,21	0,72	1,30	0,06	0,45	1,70	3,48	4,06	0,08	1,11	99,94	0,10	0,03	7,54	0,86	5,75	0,71	1,08
441401/98	75,54	0,15	12,21	0,78	0,98	0,03	0,21	0,80	3,90	4,32	0,03	0,73	99,68	0,12	0,10	8,22	0,90	6,19	0,91	0,97
Среднее	74,45	0,18	13,38	0,76	0,99	0,03	0,29	0,90	3,94	4,15	0,04	0,74	99,85	0,15	0,10	8,10	0,95	6,57	0,82	1,06
Минимальное	71,08	0,09	11,96	0,34	0,63	0,02	0,06	0,23	3,40	2,10	0,00	0,49	99,57	0,10	0,01	6,81	0,76	4,30	0,65	0,97
Максимальное	77,36	0,34	15,31	1,36	1,36	0,06	0,84	1,70	4,71	4,72	0,14	1,11	100,00	0,22	0,17	8,88	2,24	10,26	0,92	1,18

Таблица 9. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород Малотынаготского массива

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al'	Ka	ASI
254904	56,54	1,23	15,85	3,01	4,03	0,14	3,33	6,25	4,70	2,56	0,37	1,61	99,62	7,26	1,84	1,53	0,66	0,73
254902	62,07	0,61	18,01	1,25	2,60	0,08	4,13	2,55	3,61	2,75	0,25	2,09	100,00	6,36	1,31	2,26	0,49	1,33
455003	61,67	0,62	17,45	1,34	2,31	0,06	4,31	3,32	4,29	2,68	0,36	1,61	100,00	6,97	1,60	2,19	0,57	1,09
455002	63,84	0,72	15,30	2,05	2,16	0,07	2,04	3,76	4,30	3,00	0,15	1,93	99,32	7,30	1,43	2,45	0,67	0,89
254903	65,16	0,64	14,88	1,57	2,45	0,07	1,01	5,08	4,00	3,30	0,19	1,59	99,94	7,30	1,21	2,96	0,68	0,77
407101	64,86	0,73	15,48	1,94	2,23	0,08	2,00	3,06	5,00	2,42	0,18	1,74	99,72	7,42	2,07	2,51	0,70	0,94
Средний диорит	56,54	1,23	15,85	3,01	4,03	0,14	3,33	6,25	4,70	2,56	0,37	1,61	99,62	7,26	1,84	1,53	0,66	0,73
Средний кварцевый диорит	61,87	0,61	17,73	1,29	2,46	0,07	4,22	2,94	3,95	2,72	0,30	1,85	100,00	6,67	1,45	2,23	0,53	1,20
Средний гранодиорит	64,62	0,70	15,22	1,85	2,28	0,07	1,68	3,97	4,43	2,91	0,17	1,75	99,66	7,34	1,53	2,62	0,69	0,86
Минимум	63,84	0,64	14,88	1,57	2,16	0,07	1,01	3,06	4,00	2,42	0,15	1,59	99,32	7,30	1,21	2,45	0,67	0,77
Максимум	65,16	0,73	15,48	2,05	2,45	0,08	2,04	5,08	5,00	3,30	0,19	1,93	99,94	7,42	2,07	2,96	0,70	0,94

Таблица 10. Химические составы и основные петрохимические характеристики воргавожского комплекса. Воргавожский массив

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сум- ма
404501	46,28	2,31	16,81	4,14	6,73	0,187	8,58	7,69	2,46	1,59	0,217	4,05	1,5	0,86	0,34	55,9	21,8	28,6	24,3	3,05	100,05
405405	47,00	3,25	17,55	3,86	8,46	0,179	5,84	5,19	3,93	1,93	0,345	5,86	2,0	0,97	0,49	67,8	21,4	28,6	25,4	2,47	100,00
405501	50,91	2,00	18,85	2,45	5,92	0,135	5,60	5,87	3,29	2,71	0,215	6,00	1,2	1,35	0,44	59,9	16,0	30,7	34,8	2,06	100,00
710002	52,50	1,98	15,80	2,26	6,62	0,08	5,05	7,39	3,45	2,19	0,12	5,64	1,6	1,13	0,51	63,7	15,9	28,8	36,5	1,80	99,36
710007	52,60	2,78	14,25	3,70	8,20	0,12	5,41	5,15	2,60	2,65	0,12	5,25	1,0	0,82	0,50	68,7	20,1	24,7	32,4	1,80	99,40
710008	52,70	2,27	14,01	3,53	8,06	0,10	3,95	7,84	4,06	1,42	0,10	5,48	2,9	0,90	0,59	74,6	17,8	27,3	34,8	1,48	99,52
Среднее	50,33	2,43	16,21	3,32	7,33	0,13	5,74	6,52	3,30	2,08	0,19	5,38	1,6	0,99	0,47	65,0	18,8	28,1	31,4	2,11	99,72
Минимум	46,28	1,98	14,01	2,26	5,92	0,08	3,95	5,15	2,46	1,42	0,10	4,05	0,98	0,82	0,34	55,88	15,91	24,65	24,33	1,48	99,36
Максимум	52,70	3,25	18,85	4,14	8,46	0,19	8,58	7,84	4,06	2,71	0,35	6,00	2,86	1,35	0,59	74,58	21,77	30,71	36,51	3,05	100,05

Таблица 11. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород Тынаготского массива

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ка	ASI
18/92	68,88	0,64	14,36	1,82	1,59	0,04	1,68	1,89	3,16	4,06	0,26	1,63	100,00	7,22	0,78	2,82	0,67	1,10
19/92	69,49	0,63	14,08	1,67	1,44	0,03	1,42	1,69	3,53	4,24	0,26	1,52	100,00	7,77	0,83	3,11	0,74	1,05
22/92	70,76	0,48	13,75	2,19	1,14	0,03	1,26	0,83	3,03	4,54	0,22	1,76	100,00	7,57	0,67	3,00	0,72	1,21
23/92	70,83	0,48	14,22	1,56	1,17	0,03	1,17	1,16	3,18	4,67	0,21	1,31	100,00	7,85	0,68	3,65	0,72	1,15
1/92.	71,15	0,58	13,22	1,91	1,32	0,03	1,11	1,34	3,04	4,73	0,23	1,34	100,00	7,77	0,64	3,05	0,77	1,05
21/92	71,42	0,50	13,02	1,95	1,14	0,03	1,48	1,09	2,98	4,56	0,18	1,65	100,00	7,54	0,65	2,85	0,76	1,10
20/92	72,36	0,33	12,38	1,99	0,94	0,04	0,68	1,59	1,97	5,32	0,06	2,34	100,00	7,29	0,37	3,43	0,73	1,04
404001	77,80	0,24	12,84	0,82	0,72	0,30	0,55	0,34	2,34	3,06	0,06	0,60	99,67	5,40	0,76	6,14	0,56	1,65
404002	77,90	0,23	12,86	0,10	1,08	0,04	0,56	0,56	2,09	3,34	0,04	0,70	99,50	5,43	0,63	7,39	0,55	1,59
404101	76,40	0,24	12,32	1,11	1,05	0,04	0,01	1,28	2,86	3,71	0,05	0,73	99,86	6,57	0,77	5,68	0,71	1,12
7/92.	73,08	0,47	13,17	1,85	0,90	0,03	0,65	0,96	3,01	4,53	0,18	1,17	100,00	7,54	0,66	3,87	0,75	1,14
401503	73,60	0,18	10,75	0,81	1,29	0,02	3,01	0,57	3,79	5,25	0,06	0,60	99,99	9,04	0,72	2,10	1,11	0,83
403503	73,90	0,19	12,48	0,49	1,00	0,01	2,37	0,57	3,06	5,14	0,02	0,60	99,84	8,20	0,60	3,23	0,85	1,07
403601	75,30	0,13	12,35	0,49	1,00	0,01	1,20	0,11	3,40	5,41	н.о.	0,70	100,10	8,81	0,63	4,59	0,93	1,06
404102	78,12	0,24	11,73	0,19	0,43	0,01	0,25	0,39	3,73	4,49	0,13	0,30	100,08	8,22	0,83	13,48	0,94	1,00
406901	73,10	0,20	13,02	1,53	1,37	0,05	0,32	0,72	4,00	4,90	0,05	0,47	99,73	8,90	0,82	4,04	0,91	0,99
407401	75,92	0,07	12,32	0,67	0,65	0,04	0,28	0,48	4,00	4,30	0,02	0,29	99,04	8,30	0,93	7,70	0,91	1,02
407301	76,52	0,10	12,02	0,91	0,50	0,02	0,21	0,42	3,40	4,70	0,03	0,40	99,23	8,10	0,72	7,42	0,89	1,05
254805	75,60	0,20	12,24	0,81	1,22	0,05	0,32	0,90	3,40	4,70	0,06	0,40	99,90	8,10	0,72	5,21	0,87	0,99
Средний состав массива	73,80	0,32	12,80	1,20	1,05	0,04	0,98	0,89	3,16	4,51	0,12	0,97	99,84	7,66	0,70	3,96	0,79	1,10
Минимум	68,88	0,07	10,75	0,10	0,43	0,01	0,01	0,11	1,97	3,06	0,02	0,29	99,04	8,10	0,60	2,10	0,85	0,83
Максимум	78,12	0,64	14,36	2,19	1,59	0,30	3,01	1,89	4,00	5,41	0,26	2,34	100,10	9,04	0,93	13,48	1,11	1,07
Средний гранит	70,70	0,52	13,58	1,87	1,25	0,03	1,26	1,37	2,98	4,59	0,20	1,65	100,00	7,57	0,65	3,10	0,73	1,10
Минимум	68,88	0,33	12,38	1,56	0,94	0,03	0,68	0,83	1,97	4,06	0,06	1,31	100,00	7,22	0,37	2,82	0,67	1,04
Максимум	72,36	0,64	14,36	2,19	1,59	0,04	1,68	1,89	3,53	5,32	0,26	2,34	100,00	7,85	0,83	3,65	0,77	1,21
Средний лейкогранит	76,30	0,30	12,80	0,97	0,94	0,10	0,44	0,79	2,58	3,66	0,08	0,80	99,76	6,24	0,70	5,45	0,64	1,33
Минимум	73,08	0,23	12,32	0,10	0,72	0,03	0,01	0,34	2,09	3,06	0,04	0,60	99,50	5,40	0,63	3,87	0,55	1,12
Максимум	77,90	0,47	13,17	1,85	1,08	0,30	0,65	1,28	3,01	4,53	0,18	1,17	100,00	7,54	0,77	7,39	0,75	1,65
Средний умереннощелочной лейкогранит	75,26	0,16	12,11	0,74	0,93	0,03	1,00	0,52	3,60	4,86	0,05	0,47	99,74	8,46	0,74	4,55	0,92	1,00
Минимум	73,10	0,07	10,75	0,19	0,43	0,01	0,21	0,11	3,06	4,30	0,02	0,29	99,04	8,10	0,60	2,10	0,85	0,83
Максимум	78,12	0,24	13,02	1,53	1,37	0,05	3,01	0,90	4,00	5,41	0,13	0,70	100,10	9,04	0,93	13,48	1,11	1,07

Таблица 12. Химические составы и основные петрохимические характеристики вулканитов основного состава погурейской свиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	Na ₂ O/ K ₂ O	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
302707	48,56	1,09	14,03	2,61	8,64	0,21	9,95	10,13	1,25	0,41	0,11	1,66	3,0	0,66	0,18	53	22	26	26	2,89	99,95
303307	42,92	1,55	11,98	4,00	12,53	0,29	12,72	6,10	0,41	0,15	0,18	0,56	2,7	0,41	0,07	57	31	19	12	6,46	99,40
304901	48,36	1,58	13,46	4,20	8,64	0,22	6,71	9,89	1,60	0,05	0,14	1,65	32,0	0,69	0,20	66	21	25	27	4,73	99,69
304601	48,66	1,38	14,61	4,46	8,64	0,21	6,86	9,89	2,18	0,09	0,15	2,27	24,2	0,73	0,25	66	21	27	27	2,38	99,64
304908	45,80	1,91	15,54	5,60	9,79	0,24	6,70	8,51	1,92	0,06	0,31	1,98	32,0	0,70	0,21	70	24	26	22	2,95	99,48
304105	50,26	1,20	15,07	2,74	7,20	0,18	10,10	8,02	2,24	0,10	0,06	2,34	22,4	0,75	0,25	50	21	25	29	2,80	99,97
304112	46,60	2,44	13,77	4,27	10,80	0,26	6,68	10,28	1,15	0,01	0,29	1,16	115,0	0,63	0,14	69	24	25	22	2,73	99,35
304201	48,04	2,22	12,38	3,94	10,80	0,21	6,60	10,78	1,53	0,08	0,25	1,61	19,1	0,58	0,21	69	24	25	24	2,28	99,34
308107	46,99	1,52	14,27	4,31	9,94	0,24	7,00	9,66	2,70	0,18	0,22	2,88	15,0	0,67	0,32	67	23	27	24	2,78	100,01
308201	46,80	1,42	14,36	4,15	9,94	0,21	7,27	9,89	2,93	0,25	0,20	3,18	11,7	0,67	0,35	66	23	27	24	2,35	99,92
452001	49,16	1,56	13,2	6,78	7,46	0,2	6,98	9,19	1,26	0,06	0,13	1,32	22,9	0,62	0,16	67	23	24	26	4,23	100,21
87-10	50,38	1,31	13,64	4,49	8,21	0,18	6,22	7,47	2,66	0,26	0,16	2,92	10,2	0,72	0,34	67	20	24	30	3,01	98,85
87-15	50,66	1,77	12,04	6,65	8,42	0,24	4,99	6,75	2,10	0,14	0,26	2,24	15,0	0,60	0,30	75	22	21	29	4,60	98,87
157-4	46,40	1,29	14,08	3,78	9,22	0,22	8,36	10,77	2,00	0,20	0,06	2,20	10,0	0,66	0,25	61	23	27	24	2,42	99,14
Ш-334	44,44	1,72	14,51	8,76	9,72	0,39	6,00	5,82	3,16	0,27	0,25	3,43	11,7	0,59	0,38	75	26	24	18	3,00	99,27
2346-6х	47,16	1,42	13,96	7,77	4,03	0,19	5,81	12,86	3,02	0,18	0,36	3,20	16,8	0,79	0,37	67	19	30	28	2,60	99,37
3039-А	42,73	2,45	11,52	5,95	12,81	0,19	8,72	8,51	1,58	0,20	0,07	1,78	7,9	0,42	0,24	68	30	22	13	3,22	98,21
Ср. состав пород основного состава	47,29	1,64	13,67	4,97	9,22	0,23	7,51	9,09	1,98	0,16	0,19	2,14	12,5	0,63	0,25	65	23	25	24	3,26	99,45
Минимум	42,73	1,09	11,52	2,61	4,03	0,18	4,99	5,82	0,41	0,01	0,06	0,56	2,73	0,41	0,07	49,60	19	19	12	2,28	98,21
Максимум	50,66	2,45	15,54	8,76	12,81	0,39	12,72	12,86	3,16	0,41	0,36	3,43	115,00	0,79	0,38	75,49	31	30	30	6,46	100,21
Ср. базальт	48,13	1,58	13,89	4,70	8,70	0,22	7,16	9,58	2,04	0,15	0,19	2,19	13,8	0,68	0,25	65	22	26	26	3,05	99,56
Минимум	45,80	1,09	12,04	2,61	4,03	0,18	4,99	6,75	1,15	0,01	0,06	1,16	3,05	0,58	0,14	50	19	21	22	2,28	98,85
Максимум	50,66	2,44	15,54	7,77	10,80	0,26	10,10	12,86	3,02	0,41	0,36	3,20	115,00	0,79	0,37	75,12	24,19	30,02	29,97	4,73	100,21

Таблица 13. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород пожежского комплекса района г. Кустосьиз

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al ^l	Ka	ASI
455701	70,79	0,30	14,69	1,29	0,47	0,00	4,06	0,12	2,09	4,05	0,11	2,02	100,00	6,14	0,52	2,52	0,53	1,83
455103	76,42	0,23	12,77	2,39	0,29	0,03	0,14	0,37	6,30	0,46	0,04	0,35	99,79	6,76	13,70	4,53	0,85	1,11
455104	76,37	0,43	9,97	3,18	0,67	0,02	0,65	0,11	4,86	2,62	0,10	1,02	100,00	7,48	1,85	2,22	1,09	0,90
455105	72,48	0,32	12,41	3,30	0,65	0,05	0,72	0,37	4,30	3,90	0,06	0,95	99,51	8,20	1,10	2,66	0,91	1,04
455904	76,98	0,30	10,73	1,85	0,86	0,05	0,99	1,45	4,00	1,23	0,06	0,87	99,37	5,23	3,25	2,90	0,74	1,02
455905	76,70	0,22	11,77	2,00	0,40	0,03	0,49	0,53	4,60	1,57	0,04	0,63	99,98	6,17	2,93	4,07	0,79	1,15
К-90-6	70,46	0,42	13,40	3,52	1,15	0,05	0,70	2,37	3,70	2,66	0,07	1,31	99,82	6,36	1,39	2,50	0,67	1,01
К-90-8	76,43	0,24	12,10	1,38	1,01	0,02	0,39	0,48	4,72	1,70	0,04	0,94	99,50	6,42	2,78	4,35	0,79	1,16
К-90-9	77,66	0,21	11,41	1,45	0,72	0,02	0,34	0,36	4,50	2,00	0,03	1,34	100,04	6,50	2,25	4,55	0,84	1,12
К-90-10	78,30	0,18	10,53	2,02	1,15	0,05	0,41	0,43	2,92	2,44	0,03	1,25	99,91	5,36	1,20	2,94	0,71	1,28
К-101-2	74,46	0,54	11,93	2,45	1,08	0,07	0,54	1,51	5,10	0,78	0,07	1,06	99,59	5,88	6,54	2,93	0,77	1,00
К-101-4	77,16	0,37	12,02	1,18	1,01	0,04	0,43	1,83	4,90	0,30	0,06	0,52	99,82	5,20	16,33	4,59	0,70	1,03
Средний состав	75,35	0,31	11,98	2,17	0,79	0,04	0,82	0,83	4,33	1,98	0,06	1,02	99,78	6,31	2,19	3,17	0,77	1,11
Минимум	70,46	0,18	9,97	1,18	0,29	0,00	0,14	0,11	2,09	0,30	0,03	0,35	99,37	5,20	0,52	2,22	0,53	0,90
Максимум	78,30	0,54	14,69	3,52	1,15	0,07	4,06	2,37	6,30	4,05	0,11	2,02	100,04	8,20	16,33	4,59	1,09	1,83
Средний риода- цит	71,24	0,35	13,50	2,70	0,76	0,03	1,83	0,95	3,36	3,54	0,08	1,43	99,78	6,90	0,95	2,55	0,69	1,22
Минимум	70,46	0,30	12,41	1,29	0,47	0,00	0,70	0,12	2,09	2,66	0,06	0,95	99,51	6,14	0,52	2,50	0,53	1,01
Максимум	72,48	0,42	14,69	3,52	1,15	0,05	4,06	2,37	4,30	4,05	0,11	2,02	100,00	8,20	1,39	2,66	0,91	1,83
Средний риолит	76,72	0,30	11,47	1,99	0,80	0,04	0,49	0,79	4,66	1,46	0,05	0,89	99,78	6,11	3,20	3,50	0,80	1,08
Минимум	74,46	0,18	9,97	1,18	0,29	0,02	0,14	0,11	2,92	0,30	0,03	0,35	99,37	5,20	1,20	2,22	0,70	0,90
Максимум	78,30	0,54	12,77	3,18	1,15	0,07	0,99	1,83	6,30	2,62	0,10	1,34	100,04	7,48	16,33	4,59	1,09	1,28

Таблица 14. Химические составы и основные петрохимические характеристики вулканитов кислого состава погурейской свиты района р. Бол. Ты-котлова

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al'	Ka	ASI
305401	73,00	0,13	10,14	1,18	2,16	0,05	4,87	1,98	0,21	3,43	0,01	2,20	99,41	3,64	0,06	1,24	0,40	1,32
606502	71,96	0,29	13,36	1,95	1,44	0,03	1,94	1,55	1,25	3,12	0,01	2,20	99,35	4,37	0,40	2,51	0,41	1,62
606505	82,60	0,16	8,08	1,20	0,36	0,04	0,09	2,00	0,99	1,70	0,01	2,10	99,33	2,69	0,58	4,90	0,43	1,14
606302	79,86	0,18	11,12	0,10	1,80	0,02	0,09	0,56	3,89	1,74	0,01	0,50	99,86	5,63	2,24	5,59	0,74	1,20
606303	79,80	0,24	9,11	0,15	3,60	0,10	0,90	0,36	0,75	2,99	0,07	1,65	99,93	3,74	0,25	1,96	0,49	1,78
219005	74,25	0,11	14,08	1,27	1,16	0,01	0,25	0,91	7,61	0,22	0,02	0,37	100,00	7,83	34,36	5,26	0,91	0,98
219006	80,13	0,11	11,04	0,48	0,44	0,07	0,10	0,77	4,04	2,30	0,07	0,56	100,00	6,34	1,76	10,85	0,83	1,05
219007	75,92	0,15	13,07	1,04	0,99	0,02	0,10	0,36	3,78	3,87	0,08	0,72	100,00	7,65	0,98	6,14	0,80	1,18
Средний	77,19	0,17	11,25	0,92	1,49	0,04	1,04	1,06	2,82	2,42	0,03	1,29	99,73	5,24	1,16	3,25	0,64	1,23
Минимум	71,96	0,11	8,08	0,10	0,36	0,01	0,09	0,36	0,21	0,22	0,01	0,37	99,33	2,69	0,06	1,24	0,40	0,98
Максимум	82,60	0,29	14,08	1,95	3,60	0,10	4,87	2,00	7,61	3,87	0,08	2,20	100,00	7,83	34,36	10,85	0,91	1,78
Средний риолит	77,94	0,15	10,95	0,77	1,50	0,04	0,91	0,99	3,04	2,32	0,04	1,16	99,79	5,36	1,31	3,43	0,69	1,18
Минимум	73,00	0,11	8,08	0,10	0,36	0,01	0,09	0,36	0,21	0,22	0,01	0,37	99,33	2,69	0,06	1,24	0,40	0,98
Максимум	82,60	0,24	14,08	1,27	3,60	0,10	4,87	2,00	7,61	3,87	0,08	2,20	100,00	7,83	34,36	10,85	0,91	1,78

Таблица 15. Химические составы и основные петрохимические характеристики вулканитов кокпельской свиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al'	Ka	Kfr	Fe	f	A	S	ппп	Сумма
303602	52,40	2,04	15,05	6,05	6,84	0,15	5,00	5,38	4,33	0,26	0,36	4,59	16,7	0,84	0,49	72,1	19,9	25,0	32,3	1,82	99,68	
303604	51,90	1,59	12,27	3,43	8,64	0,18	7,82	8,71	2,79	0,05	0,18	2,84	55,8	0,62	0,38	60,7	21,5	23,8	30,2	2,25	99,81	
306102	49,72	1,96	14,08	1,54	10,62	0,20	8,65	7,43	2,78	0,07	0,18	2,85	39,7	0,68	0,33	58,4	22,8	24,4	26,8	2,58	99,91	
306103	44,20	1,50	15,90	2,20	8,28	0,18	10,9	11,78	1,20	0,19	0,12	1,39	6,3	0,74	0,14	49,0	22,9	29,1	21,1	3,30	99,75	
306201	47,08	1,81	14,18	2,23	9,72	0,18	8,62	10,80	1,95	0,32	0,16	2,27	6,1	0,69	0,25	58,1	22,4	27,3	24,5	2,60	99,68	
306206	46,32	2,06	14,02	2,85	9,72	0,23	8,72	9,78	2,42	0,10	0,24	2,52	24,2	0,66	0,29	59,0	23,4	26,3	22,7	3,43	99,96	
306305	48,64	1,48	13,35	4,23	7,92	0,22	8,92	9,03	1,68	0,60	0,14	2,28	2,8	0,63	0,26	57,7	22,6	24,7	25,9	3,26	99,49	
307801	52,35	1,86	14,14	3,41	8,50	0,18	5,54	7,60	3,23	0,53	0,37	3,76	6,1	0,81	0,42	68,3	19,3	25,5	32,9	2,62	100,47	
308001	49,15	1,45	14,40	3,89	8,35	0,20	6,58	10,21	2,00	0,10	0,21	2,10	20,0	0,77	0,24	65,0	20,3	26,7	28,7	2,96	99,62	
600504	48,56	2,76	12,80	7,53	7,92	0,16	5,22	6,50	3,07	0,32	0,47	3,39	9,6	0,62	0,42	74,7	23,4	22,7	25,0	3,68	99,65	
600505	50,22	1,56	11,48	5,93	7,92	0,21	5,86	10,10	3,24	0,56	0,28	3,80	5,8	0,58	0,52	70,3	21,3	25,4	28,7	2,25	99,72	
601103	54,60	2,02	11,50	5,22	9,54	0,16	5,27	4,41	2,50	0,09	0,22	2,59	27,8	0,57	0,37	73,7	22,1	18,5	32,4	3,88	99,63	
601204	47,76	2,12	13,58	8,23	7,20	0,13	5,12	7,85	3,84	0,26	0,19	4,10	14,8	0,66	0,49	75,1	22,7	25,5	25,0	2,81	99,49	
603203	46,80	1,63	14,83	4,95	8,21	0,16	6,81	10,94	2,30	0,04	0,28	2,34	57,5	0,74	0,26	65,9	21,6	28,1	25,0	2,65	301,09	
603304	50,06	1,00	14,80	4,12	5,90	0,15	6,89	11,33	2,70	0,17	0,13	2,87	15,9	0,88	0,31	59,3	17,9	29,0	32,0	1,93	257,28	
603305	47,16	1,34	14,96	3,47	8,21	0,19	7,97	10,35	2,60	0,56	0,19	3,16	4,6	0,76	0,33	59,4	21,0	28,5	26,0	2,56	243,33	
603904	47,18	1,49	14,47	2,52	9,94	0,24	8,51	7,82	2,83	0,80	0,19	3,63	3,5	0,69	0,38	59,4	22,5	25,9	24,5	3,30	239,81	
604201	48,30	1,25	13,96	2,10	9,50	0,21	9,21	7,82	3,20	0,41	0,15	3,61	7,8	0,67	0,41	55,7	22,1	25,4	26,0	2,92	240,75	
606001	54,90	1,56	10,73	5,77	3,88	0,10	2,74	6,58	0,42	0,06	0,33	0,48	7,0	0,87	0,07	77,9	14,0	17,8	40,9	2,50	99,59	
609101	51,08	2,12	15,13	2,88	6,48	0,14	6,23	6,76	4,36	1,03	0,25	5,39	4,2	0,97	0,55	60,0	17,7	27,3	33,2	3,18	99,81	
602904	47,50	1,79	14,15	2,79	9,94	0,20	7,59	9,14	3,10	0,38	0,23	3,48	8,2	0,70	0,39	62,6	22,1	26,8	25,2	2,54	248,79	
602906	49,80	1,68	14,25	6,11	5,76	0,18	5,15	10,81	3,20	0,05	0,63	3,25	64,0	0,84	0,37	69,7	18,7	28,3	30,9	1,90	315,65	
602907	52,40	1,29	14,22	5,68	5,76	0,22	6,39	8,40	0,94	0,18	0,23	1,12	5,2	0,80	0,12	64,2	19,1	23,7	33,1	4,05	247,10	
609006	47,52	1,65	14,28	3,57	9,36	0,31	8,60	8,74	2,21	0,57	0,14	2,78	3,9	0,66	0,30	60,1	23,2	25,8	24,0	2,85	99,87	
609201	44,66	1,18	11,00	0,78	6,84	0,29	3,60	11,40	1,57	2,66	0,11	4,23	0,6	0,98	0,50	67,9	12,4	26,6	32,0	15,65	99,74	
751501	46,28	2,08	15,23	3,84	10,80	0,21	7,60	5,04	4,10	0,28	0,30	4,38	14,6	0,68	0,46	65,8	24,3	24,7	21,8	3,32	255,80	
752001	49,04	1,75	14,17	4,51	7,63	0,17	6,32	9,94	3,20	0,34	0,22	3,54	9,4	0,77	0,40	65,8	20,2	27,7	28,7	1,72	255,41	
755501	50,50	1,77	11,23	3,33	8,64	0,30	8,11	8,92	3,19	0,22	0,53	3,41	14,5	0,56	0,49	59,6	21,9	23,6	28,4	2,60	99,44	
760201	48,26	1,62	11,23	4,71	4,32	0,16	5,14	15,90	2,47	0,10	0,16	2,57	24,7	0,79	0,37	63,7	15,8	29,7	32,3	5,60	99,97	
159-1	49,16	1,49	12,85	5,96	8,21	0,21	6,44	8,89	3,75	0,10	0,15	3,85	37,5	0,62	0,49	68,8	22,1	25,6	26,9	1,78	99,36	
159-4	47,20	1,89	13,26	4,70	8,78	0,22	8,01	10,08	2,50	0,10	0,16	2,60	25,0	0,62	0,32	62,7	23,4	25,9	23,6	2,46	99,62	
159-5	50,00	1,97	13,90	4,98	9,21	0,15	5,24	7,84	4,09	0,10	0,23	4,19	40,9	0,72	0,49	73,0	21,4	25,9	28,5	1,73	99,65	
159-6	50,10	1,94	13,50	4,70	8,56	0,13	6,65	7,56	4,00	0,07	0,14	4,07	57,1	0,68	0,49	66,6	21,9	25,1	28,1	2,02	99,53	
159-11	49,88	1,44	13,31	4,73	8,64	0,19	6,09	9,52	3,58	0,05	0,15	3,63	71,6	0,68	0,45	68,7	20,9	26,5	28,8	1,8	99,72	
160-3x	46,14	1,94	12,07	13,69	6,62	0,22	4,35	7,34	3,66	0,35	0,24	4,01	10,5	0,49	0,53	82,4	26,6	23,4	19,3	2,44	99,92	
160-7	49,74	1,37	13,41	3,62	11,23	0,23	6,93	6,33	2,22	0,10	0,24	2,32	22,2	0,62	0,28	68,2	23,2	22,1	26,4	3,15	98,79	
161-1	48,00	1,58	14,26	4,20	7,77	0,15	7,26	10,03	2,90	0,42	0,14	3,32	6,9	0,74	0,37	62,2	20,8	27,6	27,0	2,26	99,26	
162-1x	51,10	1,31	11,82	2,98	10,00	0,16	6,25	6,94	4,91	0,15	0,14	5,06	32,7	0,61	0,70	67,5	20,5	23,8	30,4	2,92	98,88	
171-3	43,80	1,40	14,97	5,22	10,08	0,22	8,38	9,46	2,29	0,27	0,30	2,56	8,5	0,63	0,27	64,6	25,1	27,0	18,5	3,23	99,86	
172-1	49,90	1,54	14,50	3,86	7,99	0,14	7,06	7,00	3,81	0,33	0,30	4,14	11,5	0,77	0,46	62,7	20,5	25,6	29,3	2,87	99,53	
172-3	48,80	2,00	11,60	6,98	6,05	0,17	7,14	11,76	2,77	0,15	0,33	2,92	18,5	0,58	0,41	64,6	22,2	26,3	26,5	1,95	99,85	
Средний	48,98	1,69	13,53	4,48	8,18	0,19	6,80	8,83	2,88	0,33	0,24	3,20	8,7	0,70	0,38	65,0	21,1	25,6	27,6			
Минимум	43,80	1,00	10,73	0,78	3,88	0,10	2,74	4,41	0,42	0,04	0,11	0,48	0,59	0,49	0,07	49,02	12,40	17,79	18,50			
Максимум	54,90	2,76	15,90	13,69	11,23	0,31	10,90	15,90	4,91	2,66	0,63	5,39	71,60	0,98	0,70	82,36	26,60	29,70	40,85			

Таблица 16. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород основного состава орангъюганско-лемвинского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
303307	42,92	1,55	11,98	4,00	12,53	0,29	12,72	6,10	0,41	0,15	0,18	0,56	2,73	0,41	0,07	56,5	30,80	18,6	11,8	6,46	99,40
306103	44,20	1,50	15,90	2,20	8,28	0,18	10,90	11,78	1,20	0,19	0,12	1,39	6,32	0,74	0,14	49,0	22,88	29,1	21,1	3,30	99,75
604601	43,98	1,59	14,99	5,44	9,22	0,21	6,26	12,54	2,17	0,29	0,19	2,46	7,48	0,72	0,26	70,1	22,51	30,0	21,3	2,75	99,78
608603	44,04	2,62	14,96	7,06	10,08	0,42	5,20	9,86	0,84	0,19	0,12	1,03	4,42	0,67	0,11	76,7	24,96	25,9	18,7	4,25	99,79
102705	50,56	1,21	16,14	2,94	5,33	0,15	7,30	10,33	4,09	0,16	0,26	4,25	25,56	1,04	0,43	53,1	16,78	30,7	33,6	1,91	100,49
103001	49,65	1,19	14,06	3,73	7,34	0,19	8,27	11,27	2,06	0,36	0,12	2,42	5,72	0,73	0,27	57,2	20,53	27,8	28,9	2,22	100,47
304201	48,04	2,22	12,38	3,94	10,80	0,21	6,60	10,78	1,53	0,08	0,25	1,61	19,13	0,58	0,21	69,1	23,56	24,8	24,3	2,28	99,34
304801	45,80	0,81	16,75	2,03	7,63	0,15	10,44	10,58	1,20	0,19	0,12	1,39	6,32	0,83	0,13	48,1	20,91	28,7	24,7	4,05	99,92
306206	46,32	2,06	14,02	2,85	9,72	0,23	8,72	9,78	2,42	0,10	0,24	2,52	24,20	0,66	0,29	59,0	23,35	26,3	22,7	3,43	99,96
451701	47,78	1,24	13,92	3,87	8,21	0,19	8,05	10,02	2,90	0,08	0,08	2,98	36,25	0,69	0,35	60,0	21,37	26,9	26,2	2,38	98,72
451805	46,62	2,87	12,54	6,81	9,80	0,25	8,81	5,460	2,81	0,38	0,160	3,19	7,39	0,49	0,40	65,3	28,29	21,2	18,1	3,81	100,32
452301	48,06	1,54	13,36	4,95	7,45	0,16	7,90	10,77	2,46	0,14	0,09	2,60	17,57	0,66	0,31	61,1	21,84	26,7	26,1	2,87	99,75
600302	50,60	1,65	12,75	3,83	8,28	0,21	8,20	8,17	2,92	0,59	0,13	3,51	4,95	0,63	0,43	59,6	21,96	24,4	28,4	2,30	99,63
600303	49,08	2,72	9,50	6,21	11,16	0,22	6,05	7,96	2,36	0,48	0,17	2,84	4,92	0,41	0,46	74,2	26,14	20,3	22,7	3,23	99,54
600304	49,20	1,56	13,60	2,74	10,80	0,40	5,03	10,12	2,81	0,44	0,21	3,25	6,39	0,73	0,37	72,9	20,13	27,0	28,7	2,60	99,60
600305	47,06	2,72	10,23	7,85	7,92	0,28	4,12	12,98	2,38	0,23	0,22	2,61	10,35	0,51	0,41	79,3	22,61	25,8	24,2	3,30	99,64
600504	48,56	2,76	12,80	7,53	7,92	0,16	5,22	6,50	3,07	0,32	0,47	3,39	9,59	0,62	0,42	74,7	23,43	22,7	25,0	3,68	99,65
600505	50,22	1,56	11,48	5,93	7,92	0,21	5,86	10,10	3,24	0,56	0,28	3,80	5,79	0,58	0,52	70,3	21,27	25,4	28,7	2,25	99,72
602804	47,90	1,61	15,61	1,06	9,72	0,20	8,62	8,50	2,03	0,51	0,23	2,54	3,98	0,80	0,25	55,6	21,01	26,7	26,7	3,35	99,49
603101	47,12	1,25	15,20	4,29	8,21	0,20	7,66	11,04	1,80	0,23	0,21	2,03	7,83	0,75	0,21	62,0	21,41	28,3	25,5	2,56	99,90
606902	47,60	1,31	16,54	4,85	9,00	0,10	8,22	5,56	2,05	0,04	0,12	2,09	51,25	0,75	0,21	62,8	23,38	24,2	24,1	4,10	99,67
606907	50,88	1,39	13,53	9,01	5,94	0,11	5,55	7,14	1,55	0,10	0,15	1,65	15,50	0,66	0,20	72,9	21,89	22,3	28,9	4,23	99,75
607801	46,92	2,57	13,29	5,75	10,98	0,25	3,52	5,47	3,24	0,10	0,88	3,34	32,40	0,66	0,41	82,6	22,82	22,1	23,9	5,83	99,07
607806	48,00	2,35	12,02	3,30	11,16	0,13	7,04	9,60	3,41	0,34	0,19	3,75	10,03	0,56	0,50	67,3	23,85	25,4	24,0	2,02	99,69
608307	52,10	2,02	12,63	2,91	9,72	0,23	6,25	8,33	1,78	0,08	0,14	1,86	22,25	0,67	0,24	66,9	20,90	22,8	31,0	3,63	99,82
608915	51,80	1,93	12,16	1,47	11,16	0,26	5,60	6,10	1,26	0,03	0,14	1,29	42,00	0,67	0,17	69,3	20,16	19,6	31,4	7,90	99,94
609006	47,52	1,65	14,28	3,57	9,36	0,31	8,60	8,74	2,21	0,57	0,14	2,78	3,88	0,66	0,30	60,1	23,18	25,8	24,0	2,85	99,87
102403	49,75	1,63	15,82	5,80	4,61	0,17	4,97	9,05	4,37	0,13	0,38	4,50	33,62	1,03	0,46	67,7	17,01	29,4	32,6	2,58	99,52
451803	45,66	2,75	12,52	6,85	10,37	0,24	5,43	9,00	3,60	0,14	0,15	3,74	25,71	0,55	0,48	76,0	25,40	25,3	20,0	2,54	99,25
600408	49,70	1,89	11,79	5,69	7,56	0,08	5,29	9,64	4,23	0,24	0,26	4,47	17,63	0,64	0,61	71,5	20,43	25,9	29,2	2,60	99,29
606701	46,04	2,02	14,56	4,85	7,05	0,18	7,65	10,08	3,14	0,22	0,42	3,36	14,27	0,74	0,37	60,9	21,57	28,0	24,3	3,60	99,96
607405	46,60	2,49	14,24	4,31	11,52	0,14	6,77	4,66	4,10	0,20	0,19	4,30	20,50	0,63	0,49	70,0	25,09	23,2	21,4	3,80	99,32
607501	49,62	2,20	13,66	5,03	9,72	0,15	5,17	6,88	4,66	0,29	0,19	4,95	16,07	0,69	0,58	74,0	22,12	25,5	27,4	1,85	99,42
607601	46,50	2,56	13,70	3,37	12,96	0,19	7,24	4,65	4,66	0,12	0,30	4,78	38,83	0,58	0,57	69,3	26,13	23,1	20,2	3,20	99,65
Средний габбро-долерит	47,98	1,92	13,66	4,61	9,00	0,20	6,86	8,89	2,68	0,25	0,22	2,93	10,91	0,67	0,34	66,5	22,39	25,5	25,4	3,25	99,69
Минимум	43,98	0,81	9,50	1,06	4,61	0,08	3,52	4,65	0,84	0,03	0,08	1,03	3,88	0,41	0,11	48,06	16,78	19,55	18,08	1,85	98,72
Максимум	52,10	2,87	16,75	9,01	12,96	0,42	10,90	12,98	4,66	0,59	0,88	4,95	51,25	1,04	0,61	82,62	28,29	30,72	33,63	7,90	100,49

Таблица 17. Химические составы и основные петрохимические характеристики пикритов орангьюганско-лемвинского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	ппп	S общ	Сумма	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O
602102	39,04	1,09	5,43	5,32	10,44	0,27	25,93	3,02	0,44	0,08	0,10	0,33	8,27	н.о.	99,76	0,52	5,50
602201	41,90	1,38	7,80	3,62	12,24	0,27	20,12	5,60	0,76	0,15	0,16	0,20	5,40	0,04	99,60	0,91	5,07
602203	39,74	0,97	5,51	4,74	10,80	0,24	25,30	3,44	0,12	0,17	0,10	0,22	8,30	0,01	99,65	0,29	0,71
602205	38,72	0,96	6,54	5,37	10,80	0,27	25,50	2,80	0,08	0,06	0,11	0,30	8,10	0,03	99,61	0,14	1,33
602501	41,40	0,91	6,18	1,94	12,96	0,32	20,75	7,12	0,30	0,07	0,29	0,55	6,50	0,03	99,32	0,37	4,29
602502	40,66	1,21	6,51	4,38	12,24	0,23	20,64	5,88	0,28	0,17	0,29	0,30	6,50	0,05	99,34	0,45	1,65
602503	41,20	1,07	8,68	1,06	14,04	0,15	19,32	6,78	0,22	0,12	0,16	0,10	6,48	н.о.	99,38	0,34	1,83
750102	41,76	0,86	6,37	7,93	8,82	0,15	21,32	2,97	1,17	0,14	0,10	0,29	7,80	0,02	99,68	1,31	8,36
750201	43,80	0,95	6,83	6,59	10,98	0,19	16,66	5,88	0,81	0,21	0,12	0,37	6,46	0,11	99,85	1,02	3,86
750401	41,64	1,01	6,83	9,53	10,62	0,18	20,41	3,38	0,68	0,31	0,12	0,25	7,99	0,01	99,95	0,99	2,19
750701	41,96	1,02	9,98	6,94	10,62	0,14	15,45	4,83	0,74	0,13	0,13	0,22	7,33	н.о.	99,49	0,87	5,69
751803	41,90	1,08	8,51	1,64	10,51	0,20	22,58	6,27	0,44	0,12	0,10	0,20	6,20	0,01	99,75	0,56	3,67
755301	37,90	0,83	0,59	5,18	11,23	0,35	24,31	4,79	0,48	0,18	0,16	0,20	7,27	н.о.	99,47	0,66	2,67
755303	38,50	0,77	6,83	5,50	10,36	0,35	24,66	4,08	0,49	0,80	0,15	0,20	7,30	0,02	99,41	1,29	0,61
755305	39,08	0,96	7,86	8,91	9,18	0,16	19,17	4,21	0,98	0,24	0,11	0,30	7,86	0,01	99,02	1,22	4,08
755306	41,70	0,93	4,00	5,93	9,80	0,46	25,15	3,13	0,20	0,18	0,09	0,37	7,30	0,01	99,24	0,38	1,11
Средний	40,68	1,00	6,53	5,29	10,98	0,25	21,70	4,64	0,51	0,20	0,14	0,28	7,19	0,03	99,53	0,71	2,62
Минимум	37,90	0,77	0,59	1,06	8,82	0,14	15,45	2,80	0,08	0,06	0,09	0,10	5,40	0,01	99,02	0,14	0,61
Максимум	43,80	1,38	9,98	9,53	14,04	0,46	25,93	7,12	1,17	0,80	0,29	0,55	8,30	0,11	99,95	1,31	8,36

Окончание табл. 17

№ образца	al'	Ка	Кф	f	A	S	Fe*/Fe*+Mg	Al ₂ O ₃	CaO/Al ₂ O ₃	CaO/TiO ₂	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	SiO ₂ /MgO
602102	0,13	0,15	37,80	42,78	8,97	-4,01	0,38	5,43	0,56	2,77	4,98	1,51
602201	0,22	0,18	44,08	37,36	14,31	4,27	0,44	7,80	0,72	4,06	5,65	2,08
602203	0,13	0,07	38,05	41,81	9,24	-2,31	0,38	5,51	0,62	3,55	5,68	1,57
602205	0,16	0,03	38,80	42,63	9,48	-4,18	0,39	6,54	0,43	2,92	6,81	1,52
602501	0,17	0,09	41,80	36,56	13,67	4,52	0,42	6,18	1,15	7,82	6,79	2,00
602502	0,17	0,10	44,61	38,47	12,84	1,96	0,45	6,51	0,90	4,86	5,38	1,97
602503	0,25	0,06	43,87	35,49	15,80	5,56	0,44	8,68	0,78	6,34	8,11	2,13
750102	0,17	0,33	44,00	38,93	10,65	2,68	0,44	6,37	0,47	3,45	7,41	1,96
750201	0,20	0,23	51,33	35,18	13,73	8,43	0,51	6,83	0,86	6,19	7,19	2,63
750401	0,17	0,21	49,68	41,57	11,20	-0,11	0,50	6,83	0,49	3,35	6,76	2,04
750701	0,30	0,14	53,20	34,03	15,68	7,79	0,53	9,98	0,48	4,74	9,78	2,72
751803	0,25	0,10	34,98	35,81	15,34	5,89	0,35	8,51	0,74	5,81	7,88	1,86
755301	0,01	1,67	40,30	41,55	6,04	-4,00	0,40	0,59	8,12	5,77	0,71	1,56
755303	0,17	0,24	39,14	41,29	12,20	-3,14	0,39	6,83	0,60	5,30	8,87	1,56
755305	0,21	0,24	48,55	38,22	13,29	0,70	0,49	7,86	0,54	4,39	8,19	2,04
755306	0,10	0,13	38,48	41,81	7,51	-0,57	0,38	4,00	0,78	3,37	4,30	1,66
Средний	0,17	0,16	42,84	38,97	11,87	1,47	0,43	6,53	0,71	4,64	6,53	1,87
Минимум	0,01	0,03	34,98	34,03	6,04	-4,18	0,35	0,59	0,43	2,77	0,71	1,51
Максимум	0,30	1,67	53,20	42,78	15,80	8,43	0,53	9,98	8,12	7,82	9,78	2,72

Таблица 18. Химические составы пород райизско-войкарского комплекса. Хулгинский и Синотвожский массивы

<i>Хулгинский массив</i>															
№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO/SiO ₂	MgO/SiO ₂	CaO/Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃ /SiO ₂
461902	35,90	0,03	0,55	6,84	0,87	0,09	39,05	0,07	0,05	0,01	0,10	0,20	1,09	0,12	0,019
253502	40,56	0,06	1,36	5,15	3,19	0,14	38,04	0,01	0,11	0,05	0,01	0,19	0,94	0,01	0,008
253503	40,92	0,04	1,56	6,05	1,36	0,32	37,33	0,01	0,16	0,07	0,01	0,17	0,91	0,01	
253504	39,18	0,01	1,95	1,49	3,83	0,07	40,99	0,12	0,10	0,03	0,04	0,13	1,05	0,06	0,013
452902	38,24	0,02	3,80	7,09	0,71	0,10	35,62	1,54	0,12	0,04	0,04	0,19	0,93	0,40	
453502	40,13	0,05	4,60	2,23	3,75	0,07	36,70	0,34	0,08	0,19	0,05	0,14	0,91	0,07	0,008
453601	36,58	0,05	4,11	5,03	1,77	0,10	36,97	0,96	0,10	0,04	0,04	0,17	1,01	0,23	0,011
453602	39,93	0,04	1,85	2,91	3,64	0,09	40,14	0,18	0,07	0,04	0,01	0,16	1,01	0,10	0,008
453603	38,42	0,02	2,49	3,82	2,43	0,08	42,38	0,66	0,04	0,04	0,04	0,15	1,10	0,26	0,008
461501	38,00	0,02	1,00	6,61	0,70	0,11	37,90	0,60	0,05	0,02	0,05	0,17	1,00	0,60	0,008
461504	36,60	0,03	1,78	6,54	1,19	0,12	35,50	0,67	0,05	0,03	0,05	0,19	0,97	0,38	
461601	39,30	0,02	1,28	5,85	1,26	0,10	37,30	1,03	0,05	0,03	0,05	0,17	0,95	0,80	0,006
461605	37,90	0,01	0,99	5,96	1,53	0,11	39,20	0,60	0,05	0,04	0,05	0,18	1,03	0,60	0,007
461701	38,80	0,02	0,99	5,54	2,09	0,12	38,70	1,15	0,05	0,07	0,05	0,18	1,00	1,16	0,009
Среднее	38,81	0,03	2,14	4,94	2,11	0,12	38,21	0,60	0,08	0,05	0,04	0,17	0,98	0,28	0,009
Минимум	36,58	0,01	0,99	1,49	0,70	0,07	35,50	0,01	0,04	0,02	0,01	0,13	0,91	0,01	0,006
Максимум	40,92	0,06	4,60	7,09	3,83	0,32	42,38	1,54	0,16	0,19	0,05	0,19	1,10	1,16	0,013
453501	42,41	0,07	2,73	3,37	2,72	0,09	35,38	5,80	0,13	0,04	0,01	0,14	0,83	2,13	0,005
253404	44,90	0,13	2,49	5,48	2,98	0,17	25,85	11,70	0,20	0,05	0,02	0,18	0,58	4,70	0,010

Продолжение табл. 18

№ образца	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al'	Ka	Kф	f'	A	S	ппп	Cr ₂ O ₃	Ni	H ₂ O	Сумма
461902	0,06	5,0	0,01	0,17	16,49	46,79	0,67	-10,97	15,63	0,70	0,22	1,60	100,00
253502	0,16	2,2	0,03	0,17	17,98	46,44	1,53	-6,02	10,48	0,31	0,36	0,53	99,82
253503	0,23	2,4	0,03	0,22	16,56	44,78	1,80	-4,18	12,57			0,67	100,39
253504	0,13	3,3	0,04	0,10	11,49	46,32	2,20	-7,21	11,60	0,53	0,07	0,16	100,00
452902	0,16	3,0	0,09	0,06	17,96	43,45	5,49	-5,31	12,68			1,34	100,00
453502	0,27	0,4	0,11	0,07	14,01	42,73	5,21	-2,67	11,31	0,33	0,18	0,13	100,00
453601	0,14	2,5	0,09	0,05	15,54	43,82	5,21	-7,34	13,65	0,41	0,20	1,33	100,00
453602	0,11	1,8	0,04	0,09	14,02	46,73	2,14	-6,89	10,52	0,32	0,27	0,73	100,00
453603	0,08	1,0	0,05	0,04	12,85	48,64	3,23	-10,30	9,05	0,31	0,22	0,75	100,00
461501	0,07	2,1	0,02	0,11	16,16	45,22	1,67	-7,33	14,68	0,29	н.о.	н.о.	99,60
461504	0,08	1,7	0,04	0,06	17,88	43,26	2,53	-6,78	13,13	н.о.	н.о.	н.о.	95,60
461601	0,08	1,6	0,03	0,09	16,01	44,43	2,39	-5,23	13,44	0,26	н.о.	н.о.	99,60
461605	0,09	1,2	0,02	0,13	16,05	46,70	1,68	-8,91	13,37	0,25	н.о.	н.о.	99,80
461701	0,12	0,7	0,02	0,16	16,47	46,35	2,26	-7,66	12,13	0,36	н.о.	н.о.	99,60
Среднее	0,13	1,5	0,05	0,09	15,58	45,30	2,87	-6,60	12,20	0,34	0,22	0,71	99,57
Минимум	0,07	0,42	0,02	0,04	11,49	42,73	1,53	-10,30	9,05	0,25	0,07	0,13	95,60
Максимум	0,27	3,33	0,11	0,22	17,98	48,64	5,49	-2,67	14,68	0,53	0,36	1,34	100,39
453501	0,17	3,3	0,07	0,09	14,69	41,55	8,70	0,77	7,00	0,19	0,07	0,20	100,00
253404	0,25	3,9	0,07	0,15	24,66	34,44	14,44	10,29	5,27	0,43	0,11	н.о.	99,78

Продолжение табл. 18

<i>Синотвожский массив</i>															
№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO/SiO ₂	MgO/SiO ₂	CaO/Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃ /SiO ₂
457803	32,48	0,10	0,12	7,71	1,65	0,10	41,09	0,18	0,07	0,02	0,10	0,26	1,27	1,53	0,017
458802	32,30	0,01	0,68	6,28	1,12	0,12	40,70	0,28	0,05	0,04	0,05	0,21	1,26	0,40	
458804	32,71	0,01	0,02	7,10	1,15	0,10	40,88	0,08	0,04	0,01	0,03	0,23	1,25	3,52	0,011
Среднее	32,50	0,04	0,27	7,03	1,31	0,11	40,89	0,18	0,05	0,02	0,06	0,23	1,26	0,66	0,014
Минимум	32,30	0,01	0,02	6,28	1,12	0,10	40,70	0,08	0,04	0,01	0,03	0,21	1,25	0,40	0,011
Максимум	32,71	0,10	0,68	7,71	1,65	0,12	41,09	0,28	0,07	0,04	0,10	0,26	1,27	3,52	0,017
456201	35,18	0,04	1,42	8,30	2,86	0,14	37,99	0,62	0,07	0,02	0,10	0,29	1,08	0,44	0,006
457901	35,80	0,04	4,02	6,98	3,38	0,12	36,37	0,83	0,08	0,02	0,10	0,27	1,02	0,21	0,010
Среднее	35,49	0,04	2,72	7,64	3,12	0,13	37,18	0,73	0,08	0,02	0,10	0,28	1,05	0,27	0,008
Минимум	35,18	0,04	1,42	6,98	2,86	0,12	36,37	0,62	0,07	0,02	0,10	0,27	1,02	0,21	0,006
Максимум	35,80	0,04	4,02	8,30	3,38	0,14	37,99	0,83	0,08	0,02	0,10	0,29	1,08	0,44	0,010
458803	38,82	0,02	0,48	6,85	3,84	0,21	35,77	3,42	0,08	0,01	0,10	0,26	0,92	7,13	0,004

Продолжение табл. 18

№ образца	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kф	f'	A	S	ппп	Cr ₂ O ₃	Ni	H ₂ O	Сумма
457803	0,09	3,5	0,00	1,14	18,56	50,56	0,39	-18,18	15,89	0,55	0,12	1,25	99,99
458802	0,09	1,4	0,01	0,18	15,38	48,11	1,04	-15,93	16,12	н.о.	н.о.	н.о.	97,70
458804	0,05	4,0	0,00	3,33	16,79	49,14	0,15	-16,53	17,40	0,37	0,11	1,45	100,00
Среднее	0,08	2,4	0,01	0,41	16,93	49,27	0,53	-16,88	16,47	0,46	0,11	1,35	99,23
Минимум	0,05	1,39	0,00	0,18	15,38	48,11	0,15	-18,18	15,89	0,37	0,11	1,25	97,70
Максимум	0,09	4,00	0,01	3,33	18,56	50,56	1,04	-15,93	17,40	0,55	0,12	1,45	100,00
456201	0,09	3,5	0,03	0,10	22,70	49,19	2,14	-14,15	13,04	0,20	0,12	0,97	100,00
457901	0,10	4,0	0,09	0,04	22,17	46,77	4,95	-11,08	11,91	0,35	0,10	0,82	100,00
Среднее	0,10	3,8	0,06	0,05	22,45	47,98	3,54	-12,62	12,48	0,28	0,11	0,90	100,00
Минимум	0,09	3,50	0,03	0,04	22,17	46,77	2,14	-14,15	11,91	0,20	0,10	0,82	100,00
Максимум	0,10	4,00	0,09	0,10	22,70	49,19	4,95	-11,08	13,04	0,35	0,12	0,97	100,00
458803	0,09	8,0	0,01	0,30	23,01	46,47	3,99	-7,86	10,27	0,17	0,06	1,24	100,00

Продолжение табл. 18

<i>Парусиорские тела серпентинитов</i>															
№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO/SiO ₂	MgO/SiO ₂	CaO/Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃ /SiO ₂
251401	41,24	0,03	1,08	4,58	2,75	0,10	37,66	0,01	0,10	0,06	0,01	0,17	0,91	0,01	0,007
251404	41,60	0,05	1,57	3,39	2,66	0,08	37,80	0,18	0,16	0,09	0,00	0,14	0,91	0,11	0,006
313804	39,86	0,01	2,04	3,90	2,45	0,15	36,10	0,67	0,23	0,14	0,05	0,15	0,91	0,33	
451102	35,17	0,02	2,15	0,71	5,29	0,07	39,84	0,45	0,09	0,03	0,04	0,17	1,13	0,21	0,010
451104	37,44	0,02	1,86	3,13	2,24	0,06	43,69	0,10	0,11	0,04	н.о.	0,14	1,17	0,06	0,008

Окончание табл. 18

№ образца	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kф	f'	A	S	ппп	Cr ₂ O ₃	Ni	H ₂ O ⁻	Сумма
251401	0,16	1,6	0,02	0,21	16,29	45,02	1,25	-3,88	2,72	0,30	0,48	0,10	99,60
251404	0,25	1,8	0,04	0,23	13,80	43,89	2,00	-2,37	11,98	0,24	0,20	0,34	100,00
313804	0,37	1,6	0,05	0,26	14,96	42,46	3,08	-2,75	13,65			0,05	99,30
451102	0,12	3,0	0,05	0,08	13,10	45,87	2,72	-10,77	15,59	0,35	0,19	0,40	100,00
451104	0,15	2,8	0,04	0,12	10,95	49,08	2,11	-11,70	10,79	0,31	0,20	0,33	100,00

Таблица 19. Основные петрохимические характеристики пород райизско-войкарского комплекса. Хулгинский и Синотвожский массивы

Хулгинский (Олыся-Мусюрский) массив																					
Дуниты (линзы в клинопироксенитах)																					
№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	Na ₂ O K ₂ O	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
460901	35,11	0,03	0,21	5,56	4,60	0,13	43,51	0,33	0,05	0,01	0,10	K ₂ O	5,00	0,00	0,44	18,93	53,70	0,60	-18,72	9,86	100,00
461101	35,55	0,02	0,98	5,13	5,78	0,14	42,75	0,92	0,05	0,01	0,10	0,06	5,00	0,02	0,10	20,34	53,68	1,96	-18,27	8,05	100,00
461701	38,80	0,02	0,99	5,54	2,09	0,12	38,70	1,15	0,05	0,07	0,05	0,12	0,71	0,02	0,16	16,47	46,35	2,26	-7,66	12,13	99,60
462403	33,97	0,01	0,12	4,01	4,11	0,10	46,08	0,09	0,02	0,01	0,02	0,03	2,00	0,00	0,37	14,98	54,21	0,24	-20,35	11,13	100,00
Средний	35,86	0,02	0,57	5,06	4,15	0,12	42,76	0,62	0,04	0,03	0,07	0,07	1,70	0,01	0,17	17,72	51,99	1,26	-16,25	10,29	99,90
Минимум	33,97	0,01	0,12	4,01	2,09	0,10	38,70	0,09	0,02	0,01	0,02	0,03	0,71	0,00	0,10	14,98	46,35	0,24	-20,35	8,05	99,60
Максимум	38,80	0,03	0,99	5,56	5,78	0,14	46,08	1,15	0,05	0,07	0,10	0,12	5,00	0,02	0,44	20,34	54,21	2,26	-7,66	12,13	100,00
Верлиты (тела в габбро)																					
462209	46,00	0,28	1,96	4,20	7,12	0,19	25,10	12,20	0,05	0,05	0,05	0,10	1,04	0,05	0,07	31,08	36,70	14,26	9,11	2,72	99,90
Оливиновые вебстериты (тела в поле пироксенитов)																					
253401	50,56	0,08	1,30	2,73	1,84	0,13	21,22	18,60	0,25	0,05	0,01	0,30	5,56	0,05	0,35	17,72	25,87	20,20	24,56	2,52	100,00
460102	49,10	0,13	2,13	3,03	2,58	0,11	21,00	17,80	0,31	0,05	0,05	0,36	6,38	0,08	0,26	21,07	26,74	20,29	22,25	3,34	99,70
460103	42,60	0,30	2,86	5,85	4,19	0,15	27,30	10,50	0,07	0,04	0,05	0,11	1,70	0,08	0,06	26,89	37,64	13,47	4,81	5,93	99,80
462402	48,60	0,12	1,36	3,14	2,44	0,11	24,40	15,70	0,05	0,03	0,05	0,08	1,66	0,05	0,08	18,62	30,10	17,14	18,39	3,82	99,80
Средний	47,72	0,16	1,91	3,69	2,76	0,13	23,48	15,65	0,17	0,04	0,04	0,21	4,13	0,06	0,17	21,55	30,09	17,77	17,50	3,90	99,83
Минимум	42,60	0,08	1,30	2,73	1,84	0,11	21,00	10,50	0,05	0,03	0,01	0,08	1,66	0,05	0,06	17,72	25,87	13,47	4,81	2,52	99,70
Максимум	50,56	0,30	2,86	5,85	4,19	0,15	27,30	18,60	0,31	0,05	0,05	0,36	6,38	0,08	0,35	26,89	37,64	20,29	24,56	5,93	100,00
Оливиновые вебстериты (тела в поле габброидов)																					
461301	49,73	0,14	2,82	1,82	3,59	0,13	22,04	16,72	0,12	0,01	0,10	0,13	12,00	0,10	0,07	19,71	27,58	19,67	22,03	2,52	100,00
462212	49,10	0,23	2,85	3,08	4,19	0,13	20,20	16,30	0,41	0,04	0,05	0,45	9,32	0,10	0,25	26,46	27,70	19,60	21,27	3,23	99,80
Средний	49,42	0,18	2,84	2,45	3,89	0,13	21,12	16,51	0,26	0,03	0,08	0,29	9,81	0,10	0,16	23,09	27,64	19,64	21,65	2,88	99,90
Минимум	49,10	0,14	2,82	1,82	3,59	0,13	20,20	16,30	0,12	0,01	0,05	0,13	9,32	0,10	0,07	19,71	27,58	19,60	21,27	2,52	99,80
Максимум	49,73	0,23	2,85	3,08	4,19	0,13	22,04	16,72	0,41	0,04	0,10	0,45	12,00	0,10	0,25	26,46	27,70	19,67	22,03	3,23	100,00
Оливиновые клинопироксениты (основное поле пироксенитов)																					
253402	47,19	0,28	4,25	1,56	3,20	0,07	24,85	15,07	0,37	0,04	н.о.	0,41	9,25	0,14	0,15	16,06	29,89	19,73	17,24	2,77	100,00
460101	45,59	0,25	2,05	3,64	3,45	0,12	24,04	16,62	0,23	0,01	0,10	0,24	23,00	0,07	0,19	22,77	31,38	18,91	14,09	3,73	100,00
Средний	46,39	0,26	3,15	2,60	3,33	0,09	24,45	15,85	0,30	0,03	0,10										
Минимум	45,59	0,25	2,05	1,56	3,20	0,07	24,04	15,07	0,23	0,01	0,10										
Максимум	47,19	0,28	4,25	3,64	3,45	0,12	24,85	16,62	0,37	0,04	0,10										
Оливиновые клинопироксениты (тела в поле габброидов)																					
462208	43,72	0,37	2,73	5,58	5,61	0,20	20,98	15,69	0,95	0,02	0,10	0,97	47,50	0,08	0,58	34,78	32,54	19,39	10,98	4,01	100,00
Клинопироксениты гранатизированные (родингиты)																					
459509	36,80	0,57	17,20	7,31	4,95	0,13	11,40	18,30	0,07	0,05	0,05	0,12	1,54	0,73	0,01	51,81	24,22	35,62	12,45	3,17	99,90
459510	33,50	0,80	19,30	11,91	5,58	0,17	10,80	16,40	0,26	0,04	0,05	0,30	7,20	0,68	0,02	61,82	29,09	36,00	4,25	1,23	100,00
Габбро (южная часть массива)																					
453001	43,92	0,68	19,77	7,06	5,29	0,27	5,19	10,82	2,41	0,11	0,44	2,52	21,91	1,13	0,21	70,41	18,21	33,11	25,44	4,04	100,00
453002	46,93	0,47	19,16	4,73	3,97	0,16	6,97	7,82	4,44	0,08	2,43	4,52	55,50	1,22	0,39	55,53	16,14	31,50	30,64	2,84	100,00
453003	42,85	0,62	18,66	5,41	5,00	0,20	8,73	9,59	2,85	0,06	2,51	2,91	47,50	0,98	0,25	54,39	19,75	31,17	22,90	3,52	100,00
453004	35,14	1,14	20,03	9,46	7,44	0,18	7,78	12,99	1,08	0,18	0,00	1,26	6,00	0,81	0,10	68,46	25,82	34,28	9,14	4,57	100,00

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
453005	43,09	0,58	15,82	4,54	8,59	0,24	13,63	6,53	3,14	0,14	0,36	3,28	22,43	0,59	0,34	49,07	27,33	25,63	15,52	3,34	100,00
453006	41,22	0,83	19,72	7,46	5,18	0,24	5,28	13,58	2,00	0,12	0,42	2,12	16,67	1,10	0,17	70,54	18,75	35,42	22,23	3,13	99,18
453007	50,34	0,42	8,84	4,79	7,50	0,23	12,02	12,59	1,13	0,24	0,14	1,37	4,71	0,36	0,24	50,56	24,73	22,80	25,38	1,79	100,03
Средний	43,36	0,68	17,43	6,20	6,14	0,22	8,51	10,56	2,44	0,13	0,90	2,57	18,33	0,84	0,24	59,18	21,53	30,56	21,61	3,32	99,89
Минимум	35,14	0,42	8,84	4,54	3,97	0,16	5,19	6,53	1,08	0,06	0,00	1,26	4,71	0,36	0,10	49,07	16,14	22,80	9,14	1,79	99,18
Максимум	50,34	1,14	20,03	9,46	8,59	0,27	13,63	13,58	4,44	0,24	2,51	4,52	55,50	1,22	0,39	70,54	27,33	35,42	30,64	4,57	100,03
Габбро (тектонический клин)																					
460301	41,50	0,82	20,60	5,82	6,56	0,22	5,72	11,70	2,72	0,14	0,30	2,86	19,15	1,14	0,22	68,39	18,92	35,16	22,37	3,93	100,00
460304	42,50	0,70	22,30	6,38	3,98	0,18	4,22	12,40	3,05	0,07	0,32	3,12	43,32	1,53	0,23	71,06	15,28	37,82	27,04	3,96	100,00
460306	44,60	0,78	19,80	5,29	5,23	0,21	5,53	10,90	3,30	0,11	0,26	3,41	30,84	1,23	0,28	65,56	16,84	34,11	27,55	3,90	100,00
Средний	42,87	0,77	20,90	5,83	5,26	0,20	5,16	11,67	3,02	0,11	0,29	3,13	28,40	1,29	0,24	68,26	17,01	35,70	25,65	3,93	100,00
Минимум	41,50	0,70	19,80	5,29	3,98	0,18	4,22	10,90	2,72	0,07	0,26	2,86	19,15	1,14	0,22	65,56	15,28	34,11	22,37	3,90	100,00
Максимум	44,60	0,82	22,30	6,38	6,56	0,22	5,72	12,40	3,30	0,14	0,32	3,41	43,32	1,53	0,28	71,06	18,92	37,82	27,55	3,96	100,00
Габбро (основное поле габброидов), р. Нядокота																					
461304	49,37	0,64	18,21	4,14	5,98	0,17	4,98	11,05	2,46	0,50	0,05	2,96	4,90	1,21	0,25	67,04	15,74	32,22	33,46	2,45	100,00
461305	49,50	0,69	18,40	3,48	6,14	0,20	5,57	9,16	2,71	1,08	0,13	3,79	2,51	1,21	0,31	63,34	15,89	31,35	33,42	2,91	100,00
461307	51,41	0,67	18,07	4,18	5,16	0,19	4,44	10,78	2,63	0,53	0,05	3,16	4,97	1,31	0,27	67,79	14,44	32,01	36,79	1,91	100,00
Средний	50,10	0,67	18,22	3,93	5,76	0,18	4,99	10,33	2,60	0,70	0,08	3,30	3,69	1,24	0,28	66,00	15,36	31,86	34,55	2,42	100,00
Минимум	49,37	0,64	18,07	3,48	5,16	0,17	4,44	9,16	2,46	0,50	0,05	2,96	2,51	1,21	0,25	63,34	14,44	31,35	33,42	1,91	100,00
Максимум	51,41	0,69	18,40	4,18	6,14	0,20	5,57	11,05	2,71	1,08	0,13	3,79	4,97	1,31	0,31	67,79	15,89	32,22	36,79	2,91	100,00
Габбро (основное поле габбро) типичное для района, р. Бол. Хосая																					
460601	47,30	0,60	18,70	4,22	5,93	0,19	6,16	11,40	2,11	0,31	0,05	2,42	6,81	1,15	0,20	62,23	16,91	32,52	30,20	3,20	100,00
462201	51,14	0,82	16,08	5,07	5,13	0,19	5,87	7,92	2,74	1,74	0,28	4,48	1,57	1,00	0,40	63,48	16,90	28,48	34,06	3,01	100,00
462206	53,70	0,66	17,50	2,56	5,86	0,16	4,27	8,52	2,70	1,18	0,19	3,88	2,29	1,38	0,33	66,34	13,34	29,90	40,20	2,71	100,00
Средний	50,71	0,69	17,43	3,95	5,64	0,18	5,43	9,28	2,52	1,08	0,17	3,59	2,34	1,16	0,30	63,83	15,71	30,30	34,82	2,98	100,00
Минимум	47,30	0,60	16,08	2,56	5,13	0,16	4,27	7,92	2,11	0,31	0,05	2,42	1,57	1,00	0,20	62,23	13,34	28,48	30,20	2,71	100,00
Максимум	53,70	0,82	18,70	5,07	5,93	0,19	6,16	11,40	2,74	1,74	0,28	4,48	6,81	1,38	0,40	66,34	16,91	32,52	40,20	3,20	100,00
Габбро (основное поле габбро, западная его часть), р. Бол. Хосая																					
462214	46,11	0,34	20,68	1,50	5,38	0,13	9,13	12,26	1,07	0,47	0,10	1,54	2,29	1,29	0,11	42,96	16,35	34,47	29,63	2,93	100,00
462215	45,60	0,38	21,10	1,90	5,86	0,13	7,33	13,90	1,06	0,26	0,05	1,32	4,06	1,40	0,10	51,41	15,47	36,32	30,00	2,47	100,00
462301	46,50	0,44	22,80	1,12	5,58	0,11	5,87	14,20	1,19	0,22	0,05	1,41	5,48	1,81	0,10	53,29	13,01	38,41	33,38	1,94	100,00
Средний	46,07	0,39	21,53	1,50	5,61	0,13	7,44	13,45	1,11	0,32	0,07	1,42	3,51	1,48	0,10	48,85	14,94	36,40	31,00	2,45	100,00
Минимум	45,60	0,34	20,68	1,12	5,38	0,11	5,87	12,26	1,06	0,22	0,05	1,32	2,29	1,29	0,10	42,96	13,01	34,47	29,63	1,94	100,00
Максимум	46,50	0,44	22,80	1,90	5,86	0,13	9,13	14,20	1,19	0,47	0,10	1,54	5,48	1,81	0,11	53,29	16,35	38,41	33,38	2,93	100,00
Дайка м/з габбро в габброидах																					
462207	52,49	1,21	15,00	5,04	7,28	0,15	3,30	7,97	3,29	0,66	0,15	3,95	4,96	0,96	0,41	78,90	16,83	26,93	35,51	3,46	100,00
Плагиолейкогранит																					
462205	74,93	0,04	14,67	0,44	0,44	0,02	0,34	2,56	4,92	0,64	0,02	5,56	7,65	12,00	0,60	-	-	-	-	0,99	100,00
Умереннощелочной лейкогранит																					
462211	73,97	0,09	14,22	0,53	0,58	0,01	0,10	1,64	3,25	4,99	0,03	8,24	0,65	11,79	0,76	-	-	-	-	0,70	100,00
<i>Синотвожский массив</i>																					
Оливиновые вебстериты																					

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
453901	49,34	0,09	1,65	2,33	3,27	0,14	22,02	16,49	0,21	0,05	0,01	0,26	4,38	0,06	0,24	20,28	27,71	18,40	21,49	3,55	99,67
457708	50,71	0,12	2,78	0,86	3,04	0,12	20,86	19,05	0,19	0,02	0,10	0,21	9,50	0,11	0,12	15,76	24,88	22,04	25,70	1,78	100,00
Средний	50,02	0,11	2,21	1,60	3,16	0,13	21,44	17,77	0,20	0,03	0,05	0,23	5,88	0,08	0,17	18,14	26,30	20,22	23,60	2,67	99,84
Минимум	49,34	0,09	1,65	0,86	3,04	0,12	20,86	16,49	0,19	0,02	0,01	0,21	4,38	0,06	0,12	15,76	24,88	18,40	21,49	1,78	99,67
Максимум	50,71	0,12	2,78	2,33	3,27	0,14	22,02	19,05	0,21	0,05	0,10	0,26	9,50	0,11	0,24	20,28	27,71	22,04	25,70	3,55	100,00
Габбро мелкозернистое (тела в клинопироксенитах)																					
453903	52,22	1,17	14,83	3,86	7,92	0,19	4,50	7,12	5,60	0,42	0,17	6,02	13,33	0,91	0,65	72,36	17,45	27,97	34,58	1,59	99,59
453905	50,06	1,40	14,95	4,47	8,64	0,19	5,58	8,91	2,32	0,62	0,29	2,94	3,74	0,80	0,30	70,14	20,09	26,80	29,78	2,11	99,55
453907	48,56	1,72	14,26	4,81	8,69	0,21	7,64	7,77	2,79	0,75	0,34	3,54	3,72	0,67	0,38	63,85	22,86	25,56	25,49	2,39	100,00
458701	49,02	1,45	14,35	5,62	8,53	0,25	5,03	9,18	3,25	0,44	0,15	3,69	7,45	0,75	0,41	73,77	20,63	27,21	28,14	2,73	100,00
458901	45,22	1,77	14,86	6,64	8,61	0,35	6,73	9,50	2,56	0,29	0,58	2,85	8,83	0,68	0,30	69,37	23,76	27,21	21,12	2,88	100,00
Средний	49,02	1,50	14,65	5,08	8,48	0,24	5,90	8,50	3,30	0,50	0,31	3,81	6,57	0,75	0,41	69,69	20,96	26,95	27,82	2,34	99,83
Минимум	45,22	1,17	14,26	3,86	7,92	0,19	4,50	7,12	2,32	0,29	0,15	2,85	3,72	0,67	0,30	63,85	17,45	25,56	21,12	1,59	99,55
Максимум	52,22	1,77	14,95	6,64	8,69	0,35	7,64	9,50	5,60	0,75	0,58	6,02	13,33	0,91	0,65	73,77	23,76	27,97	34,58	2,88	100,00
Габбро мелкозернистое (основное поле габбро)																					
457701	44,70	0,19	16,50	2,42	5,86	0,14	11,50	15,10	1,11	0,09	0,05	1,20	12,88	0,83	0,12	41,85	19,97	32,80	24,59	2,44	100,00
457703	46,40	0,32	14,30	2,55	6,98	0,20	10,90	15,40	0,69	0,05	0,05	0,74	14,13	0,70	0,08	46,65	20,75	30,44	25,45	2,08	100,00
457704	48,83	0,25	10,57	1,95	5,55	0,16	14,87	14,50	0,66	0,09	0,10	0,75	6,98	0,47	0,11	33,51	22,62	25,82	26,05	2,58	100,00
457705	46,50	0,18	20,30	1,82	5,37	0,14	7,87	14,00	1,10	0,08	0,05	1,18	13,19	1,35	0,09	47,74	15,24	35,48	31,13	2,60	100,00
457706	47,15	0,34	14,41	-0,11	8,23	0,17	14,40	11,71	0,88	0,04	0,10	0,92	25,14	0,64	0,10	36,08	22,86	27,04	24,12	2,79	100,00
457707	46,30	0,14	14,40	1,97	4,88	0,14	12,40	16,70	0,55	0,08	0,05	0,63	7,11	0,75	0,07	35,60	19,40	31,73	26,76	2,38	100,00
457709	46,50	0,25	16,60	2,67	6,28	0,16	9,42	14,70	0,54	0,10	0,05	0,64	5,44	0,90	0,06	48,72	18,62	31,94	27,72	2,75	100,00
457710	48,99	0,24	8,89	1,48	6,65	0,16	16,41	13,70	0,44	0,02	0,10	0,46	22,00	0,36	0,08	33,14	24,78	23,05	24,05	2,86	100,00
457711	46,40	0,15	18,00	1,48	5,58	0,13	10,50	14,10	1,03	0,06	0,05	1,09	17,91	1,03	0,10	40,19	17,71	33,19	28,56	2,64	100,00
457801	46,24	0,21	15,85	2,75	5,11	0,15	12,22	13,54	1,38	0,06	0,10	1,44	23,59	0,79	0,15	39,14	20,30	30,83	25,79	2,49	100,00
457802	45,90	0,40	16,80	2,32	7,46	0,18	9,18	14,20	1,11	0,08	0,05	1,19	14,07	0,89	0,11	51,58	19,36	32,19	26,36	2,39	100,00
Средний	46,72	0,24	15,15	1,96	6,18	0,16	11,79	14,33	0,86	0,07	0,07	0,93	12,82	0,76	0,10	40,82	20,16	30,41	2,55		
Минимум	44,70	0,14	8,89	0,11	4,88	0,13	7,87	11,71	0,44	0,02	0,05	0,46	5,44	0,36	0,06	33,14	15,24	23,05	2,08		
Максимум	48,99	0,40	20,30	2,75	8,23	0,20	16,41	16,70	1,38	0,10	0,10	1,44	25,14	1,35	0,15	51,58	24,78	35,48	2,86		
<i>Синотвожский массив, район р. Мал. Хосая</i>																					
Габбронориты																					
454108а	48,42	0,78	21,79	2,19	7,34	0,16	6,83	10,45	1,73	0,15	0,09	1,88	11,53	1,33	0,14	58,00	17,00	34,00	31,00	0,09	100,00
454113	52,02	0,64	17,69	3,42	6,94	0,18	5,69	10,43	2,59	0,36	0,08	2,95	7,19	1,10	0,26	65,00	17,00	31,00	35,00	0,04	100,08
459202	52,00	0,74	18,90	5,08	4,88	0,22	4,37	9,42	3,27	0,37	0,19	3,64	8,89	1,32	0,31	70,00	15,00	32,00	37,00	0,64	100,00
459302	52,30	0,62	17,90	3,81	5,44	0,19	5,46	10,20	2,69	0,38	0,10	3,07	7,06	1,22	0,27	63,00	15,00	31,00	37,00	0,97	100,00
459303	51,60	0,59	18,20	4,27	5,16	0,19	5,77	10,60	2,53	0,33	0,08	2,86	7,64	1,20	0,25	62,00	16,00	32,00	36,00	0,67	100,00
459304	51,90	0,55	18,20	3,75	5,58	0,19	5,94	10,30	2,59	0,33	0,06	2,92	7,94	1,19	0,25	61,00	16,00	31,00	36,00	0,71	100,00
459305	51,00	0,56	18,10	3,49	5,37	0,18	5,67	10,30	2,13	0,30	0,06	2,43	7,05	1,25	0,21	61,00	15,00	31,00	36,00	2,96	100,00
459401	51,90	0,67	18,80	4,11	5,58	0,21	4,84	9,80	3,00	0,29	0,16	3,29	10,45	1,29	0,28	67,00	15,00	32,00	36,00	0,71	100,00
Среднее	51,39	0,64	18,70	3,76	5,79	0,19	5,57	10,19	2,57	0,31	0,10	2,88	8,20	1,24	0,24	63,00	16,00	32,00	35,00	0,85	100,01
Минимум	48,42	0,55	17,69	2,19	4,88	0,16	4,37	9,42	1,73	0,15	0,06	1,88	7,05	1,10	0,14	58,26	15,07	30,83	31,13	0,04	100,00
Максимум	52,30	0,78	21,79	5,08	7,34	0,22	6,83	10,60	3,27	0,38	0,19	3,64	11,53	1,33	0,31	69,51	17,13	34,12	36,79	2,96	100,08

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S	ппп	Сумма
Габбро роговообманковое меланоократовое мелко-среднезернистое																					
454103	44,05	1,68	19,62	4,77	7,76	0,21	7,74	11,36	1,65	0,21	н.о.	1,86	7,86	0,97	0,15	62,00	22,00	33,00	22,00	0,86	100,00
454106	44,03	1,67	19,67	4,34	8,02	0,24	7,76	11,61	1,69	0,14	н.о.	1,83	12,07	0,98	0,15	61,00	22,00	33,00	22,00	0,83	100,00
454107	44,36	1,04	18,50	6,16	7,80	0,22	6,65	12,36	1,84	0,17	0,13	2,01	10,82	0,90	0,17	68,00	22,00	33,00	22,00	0,67	99,90
454108	45,92	0,88	19,70	3,95	6,59	0,18	9,24	11,42	1,29	0,18	0,05	1,47	7,17	1,00	0,12	53,00	21,00	33,00	25,00	0,60	100,00
Среднее	44,59	1,32	19,37	4,81	7,54	0,22	7,85	11,69	1,62	0,18	0,09	1,79	9,24	0,96	0,15	61,00	22,00	33,00	23,00	0,74	99,98
Минимум	44,03	0,88	18,50	3,95	6,59	0,18	6,65	11,36	1,29	0,14	0,05	1,47	7,17	0,90	0,12	53,00	21,00	33,00	22,00	0,60	99,90
Максимум	45,92	1,68	19,70	6,16	8,02	0,24	9,24	12,36	1,84	0,21	0,13	2,01	12,07	1,00	0,17	68,00	22,00	33,00	25,00	0,86	100,00
Габбро роговообманковое мезо-меланоократовое средне-крупнозернистое																					
454105	44,64	1,59	22,15	4,50	6,32	0,19	5,70	11,80	2,15	0,16	0,35	2,31	13,44	1,34	0,17	66,00	18,00	36,00	26,00	0,46	100,00
Габбро роговообманковое лейкоократовое средне- крупнозернистое																					
454101	49,56	1,32	17,81	5,44	8,37	0,34	4,54	7,71	3,22	0,21	0,39	3,43	15,33	0,97	0,31	75,00	20,00	29,00	30,00	0,96	99,87
454109	73,18	0,30	13,44	1,75	1,01	0,06	0,84	2,85	5,20	0,34	0,08	5,54	15,29	3,73	0,66	-	-	-	-	0,83	99,88
454110	71,98	0,28	13,74	1,66	1,37	0,07	0,82	3,44	4,40	0,66	0,07	5,06	6,67	3,57	0,58	-	-	-	-	0,86	99,35
454111	70,16	0,30	14,79	1,70	2,09	0,09	0,91	4,36	3,80	0,43	0,08	4,23	8,84	3,15	0,45	-	-	-	-	0,75	99,46
454112	70,48	0,33	14,09	2,02	1,66	0,09	0,95	4,41	3,70	0,46	0,07	4,16	8,04	3,04	0,47	-	-	-	-	1,10	99,36
459201	75,30	0,23	13,50	0,21	0,70	0,01	0,71	3,67	4,25	0,41	0,05	4,66	10,49	8,33	0,55	-	-	-	-	0,72	99,80
Среднее	72,22	0,29	13,91	1,47	1,37	0,06	0,85	3,75	4,27	0,46	0,07	4,73	9,30	3,78	0,54	-	-	-	-	0,85	99,57
Минимум	70,16	0,23	13,44	0,21	0,70	0,01	0,71	2,85	3,70	0,34	0,05	4,16	6,67	3,04	0,45	-	-	-	-	0,72	99,35
Максимум	75,30	0,33	14,79	2,02	2,09	0,09	0,95	4,41	5,20	0,66	0,08	5,54	15,29	8,33	0,66	-	-	-	-	1,10	99,88

Таблица 20. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород покровной фации галактионовской свиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S
252404	53,97	1,16	15,67	2,59	3,96	0,16	3,88	8,24	2,85	1,47	0,10	5,96	100,00	4,32	1,94	1,50	0,40	62,78	11,58	28,23	42,23
252603	68,00	0,43	13,43	1,91	2,32	0,04	3,26	3,79	1,55	2,47	н.о.	2,81	100,00	4,02	0,63	1,79	0,39	56,49	7,92	21,23	60,05
252605	62,58	0,34	15,87	2,42	2,04	0,08	4,16	5,15	3,02	1,80	0,28	2,27	100,00	4,82	1,68	1,84	0,44	51,78	8,96	25,84	53,54
252701	57,46	0,64	17,09	4,69	3,14	0,16	3,19	4,68	3,18	2,33	0,27	2,77	99,60	5,51	1,36	1,55	0,45	71,05	11,66	27,28	45,64
252703	59,00	0,77	15,31	6,64	2,75	0,13	2,97	5,90	3,65	0,16	0,15	2,24	99,68	3,81	22,81	1,24	0,40	75,97	13,13	25,02	45,74
252704	51,91	1,10	16,56	5,43	5,46	0,14	7,05	5,47	2,55	0,58	н.о.	3,74	100,00	3,13	4,40	0,92	0,29	60,69	19,04	25,17	32,73
252705	61,59	0,58	17,01	2,24	3,04	0,16	2,76	4,02	4,71	1,13	0,21	2,55	100,00	5,84	4,17	2,12	0,53	65,69	8,61	26,87	52,82
252706	59,14	0,42	15,99	1,90	4,52	0,12	6,06	4,33	3,41	0,76	0,03	3,35	100,00	4,17	4,49	1,28	0,40	51,46	12,89	24,49	46,13
252707	66,48	0,45	11,86	0,84	3,24	0,08	3,17	5,11	4,06	0,48	0,07	4,16	100,00	4,54	8,46	1,64	0,61	56,30	7,70	21,51	58,71
253102	76,54	0,22	11,74	0,50	1,19	0,03	1,73	2,10	2,36	2,00	0,08	1,51	100,00	4,36	1,18	3,43	0,51	49,43	3,65	18,20	72,87

Таблица 21. Химические составы и основные петрохимические характеристики галактионовских субвулканических образований

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S
453201	63,90	0,30	15,80	1,73	2,08	0,10	3,70	3,82	5,13	1,49	0,26	1,70	100,00	6,62	3,44	2,10	0,64	51	8	26	56
453801	59,96	0,43	16,24	3,91	2,66	0,16	2,40	7,23	3,20	1,07	0,19	2,17	99,62	4,27	2,99	1,81	0,40	73	9	28	50
453802	58,47	0,42	18,45	1,88	2,89	0,12	3,91	4,91	1,65	1,91	0,21	5,18	100,00	3,56	0,86	2,13	0,26	55	9	27	49
Среднее	60,78	0,39	16,83	2,51	2,54	0,13	3,34	5,32	3,33	1,49	0,22	3,02	99,87	4,82	2,23	2,01	0,42	60	9	27	52
Минимум	58,47	0,30	15,80	1,73	2,08	0,10	2,40	3,82	1,65	1,07	0,19	1,70	99,62	3,56	0,86	1,81	0,26	51	8	26	49
Максимум	63,90	0,43	18,45	3,91	2,89	0,16	3,91	7,23	5,13	1,91	0,26	5,18	100,00	6,62	3,44	2,13	0,64	73	9	28	56
453804	66,80	0,31	15,03	1,31	2,50	0,09	3,30	4,88	1,33	1,34	0,17	2,94	100,00	2,67	0,99	2,11	0,24	54	7	23	59

Таблица 22. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород эрэншорского комплекса

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Na ₂ O+ K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'	Ka	Kfr_Fe	f'	A	S
Габбро-долериты керсутитовые																					
453202	45,46	2,29	13,69	5,72	8,64	0,14	7,50	9,18	3,50	0,66	0,25	2,04	99,25	4,16	5,30	0,63	0,47	66,00	24,00	27,00	21,00
453203	46,34	2,48	15,85	3,60	7,14	0,15	9,07	8,08	3,79	0,73	0,41	2,36	100,00	4,52	5,19	0,80	0,44	54,00	22,00	28,00	24,00
453806	47,20	1,70	15,53	5,33	6,77	0,16	6,52	8,86	4,50	0,48	0,23	2,62	99,90	4,98	9,38	0,83	0,51	65,00	20,00	29,00	27,00
Среднее	46,33	2,16	15,02	4,88	7,52	0,15	7,70	8,71	3,93	0,62	0,30	2,34	99,72	4,55	6,30	0,75	0,48	62,00	22,00	28,00	24,00
Минимум	45,46	1,70	13,69	3,60	6,77	0,14	6,52	8,08	3,50	0,48	0,23	2,04	99,25	4,16	5,19	0,63	0,44	54,21	20,32	27,03	21,17
Максимум	47,20	2,48	15,85	5,72	8,64	0,16	9,07	9,18	4,50	0,73	0,41	2,62	100,00	4,98	9,38	0,83	0,51	65,69	24,15	29,37	26,72
Габбро-долериты бескерсутитовые																					
253103	48,42	1,37	16,46	2,17	6,63	0,20	10,16	6,41	4,02	0,84	0,28	3,05	100,00	4,86	4,79	0,87	0,46	46,00	20,00	28,00	28,00
253104	46,75	1,26	18,16	2,07	6,16	0,18	10,79	5,44	4,17	1,29	0,32	3,40	100,00	5,46	3,23	0,95	0,45	43,00	20,00	29,00	26,00
253107	47,66	1,32	20,96	1,52	4,69	0,09	6,77	8,96	3,56	1,08	0,18	3,22	100,00	4,64	3,30	1,61	0,34	48,00	14,00	35,00	33,00
253108	49,34	1,15	19,42	1,95	3,92	0,08	5,17	9,69	3,89	1,20	0,27	3,48	99,59	5,09	3,24	1,76	0,40	53,00	12,00	34,00	37,00
253802	47,97	1,63	20,48	1,74	4,97	0,11	6,40	6,12	5,23	1,05	0,37	3,91	100,00	6,28	4,98	1,56	0,48	51,00	15,00	33,00	33,00
253804	47,72	1,70	19,21	2,39	4,43	0,12	8,41	6,11	5,23	0,70	0,50	3,49	100,00	5,93	7,47	1,26	0,49	45,00	17,00	31,00	31,00
253901	50,60	2,23	15,70	3,62	7,08	0,15	6,31	3,67	4,43	2,23	1,17	2,82	100,00	6,66	1,99	0,92	0,62	63,00	19,00	26,00	31,00
Среднее	48,35	1,52	18,63	2,21	5,41	0,13	7,71	6,63	4,36	1,20	0,44	3,34		5,56	3,64	1,21	0,45	50,00	17,00	31,00	31,00
Минимум	46,75	1,15	15,70	1,52	3,92	0,08	5,17	3,67	3,56	0,70	0,18	2,82		4,64	1,99	0,87	0,34	43,00	12,00	26,00	26,00
Максимум	50,60	2,23	20,96	3,62	7,08	0,20	10,79	9,69	5,23	2,23	1,17	3,91		6,66	7,47	1,76	0,62	63,00	20,00	35,00	37,00

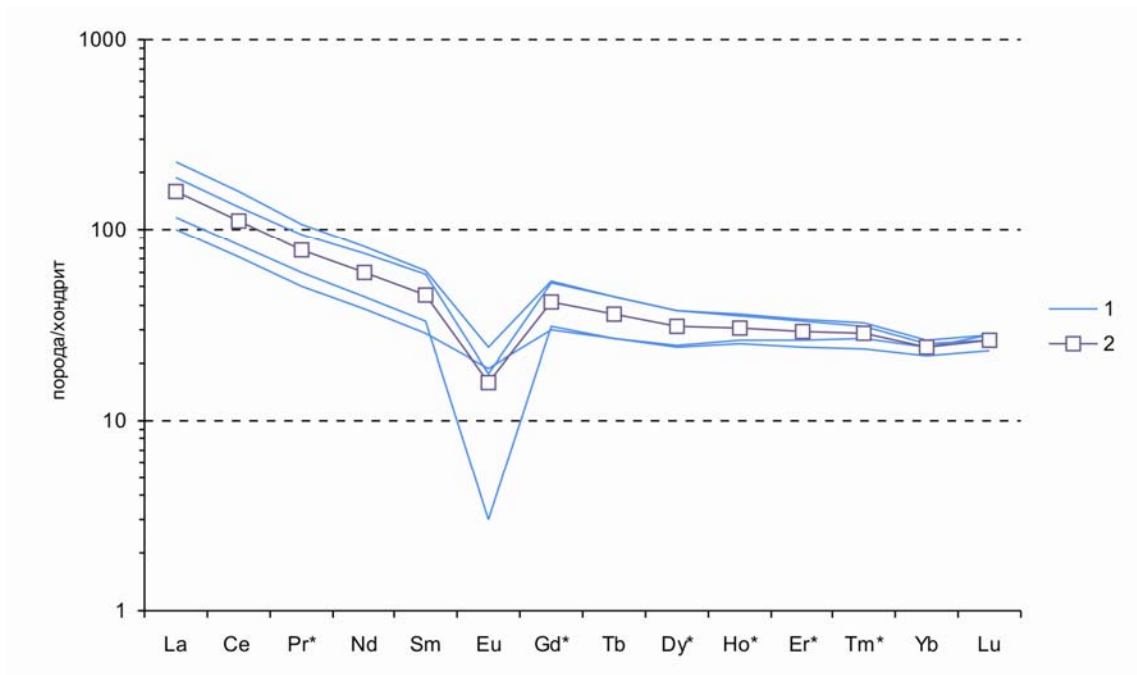


Рис. 1. Нормированные по хондриту [Boynon, 1984] содержания REE в кислых вулканитах верхне-саблегорской подsvиты.

1 – кислые вулканиты покровной фации, 2 – средний состав по REE (4 ан.).



Рис. 2. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для кислых вулканитов верхнесаблегорской подsvиты. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – риолиты и метариолиты, 2 – средний состав риолитов и метариолитов по элементам-примесям (4 ан.).

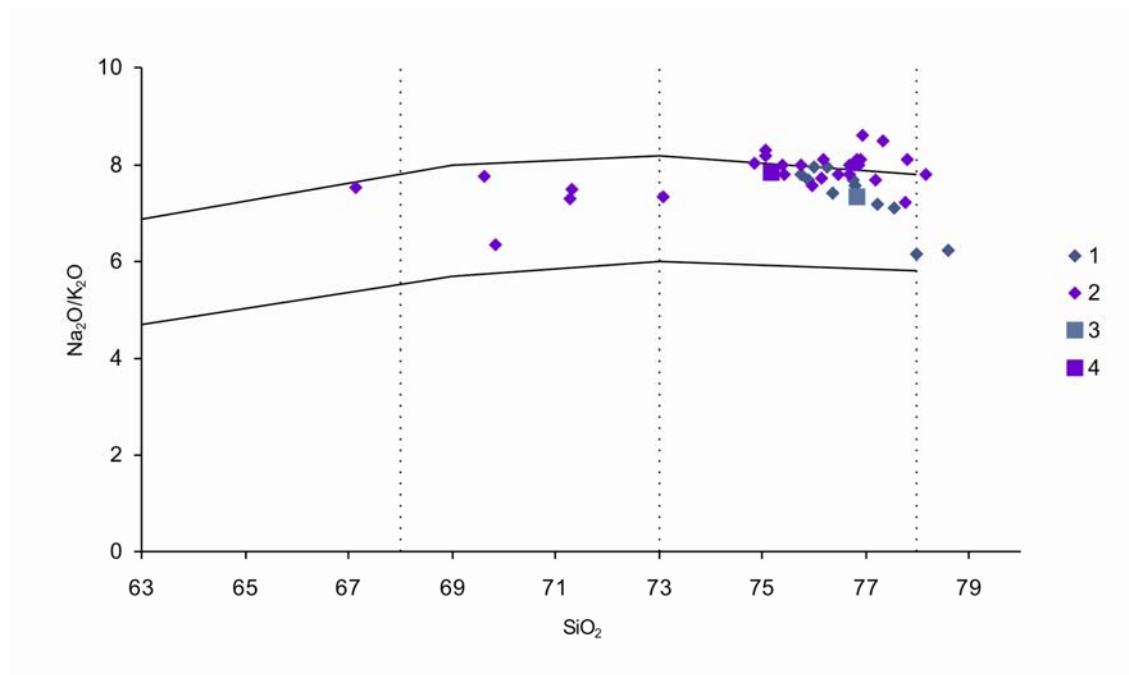


Рис. 3. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для пород верхнесаблегорской подсвиты.
 1 – риолиты и метариолиты, 2 – гнейсовидные метариодациты и метариолиты, 3 – средний риолит, 4 – средний гнейсовидный метариолит.

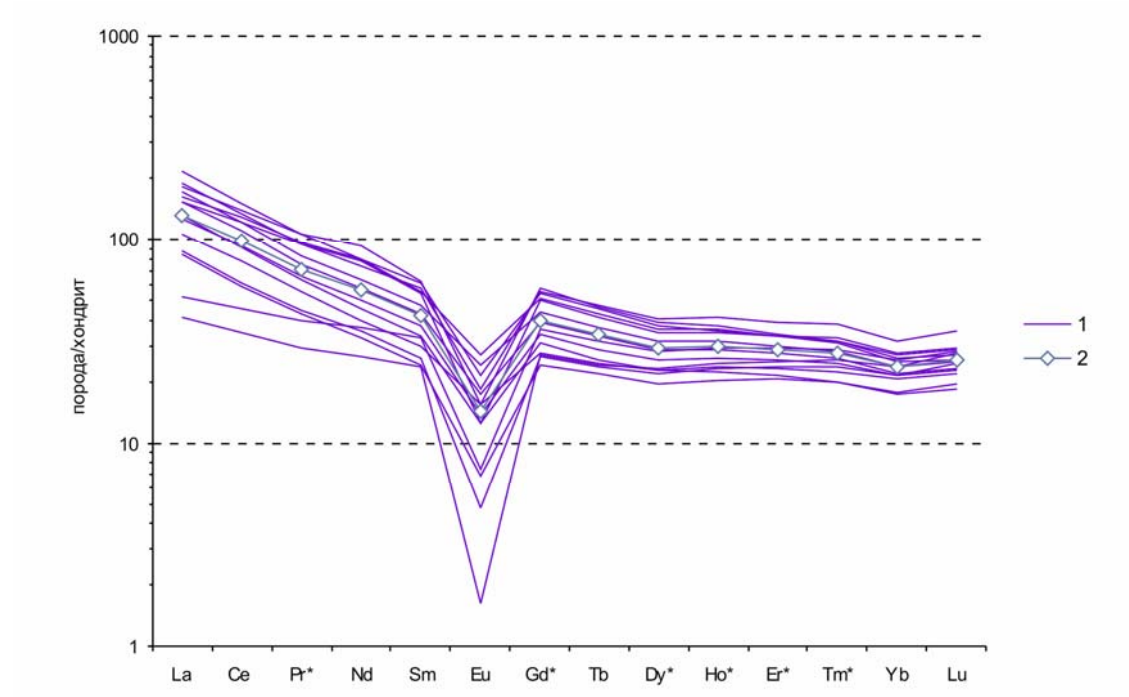


Рис. 4. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в метаморфизованных породах верхнесаблегорской подсвиты.
 1 – гнейсовидные метариодациты и метариолиты; 2 – средний состав по REE (13 ан.).

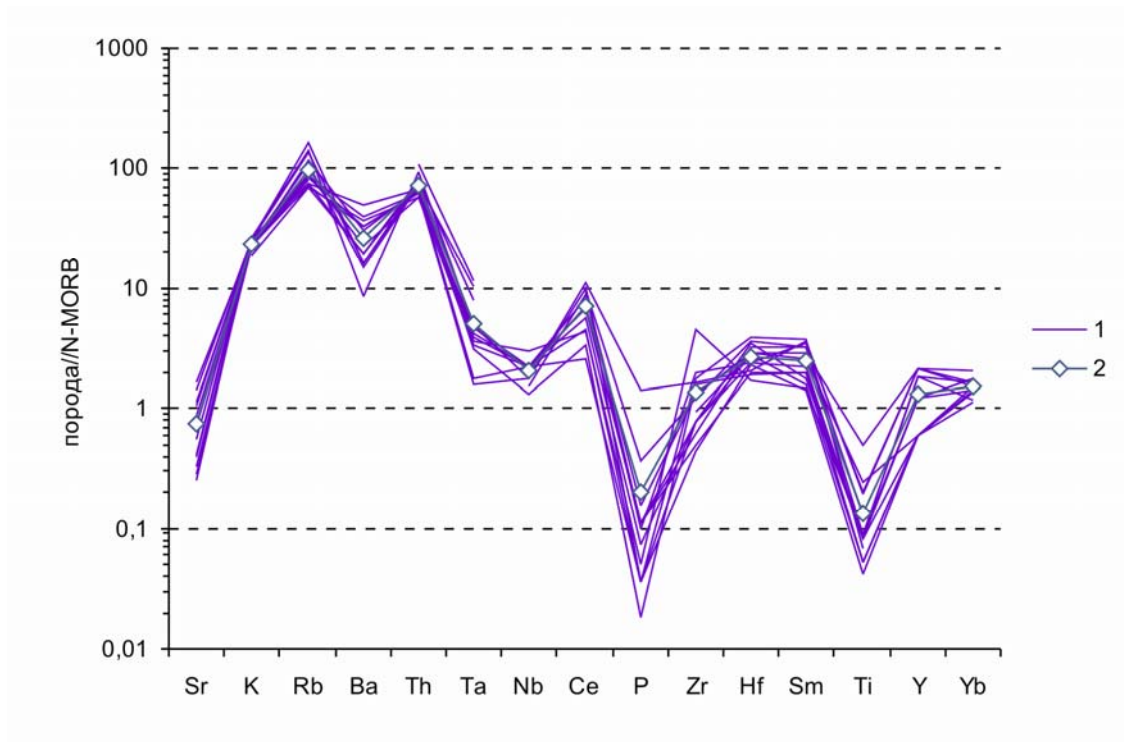


Рис. 5. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород верхнесаблегорской подсвиты. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

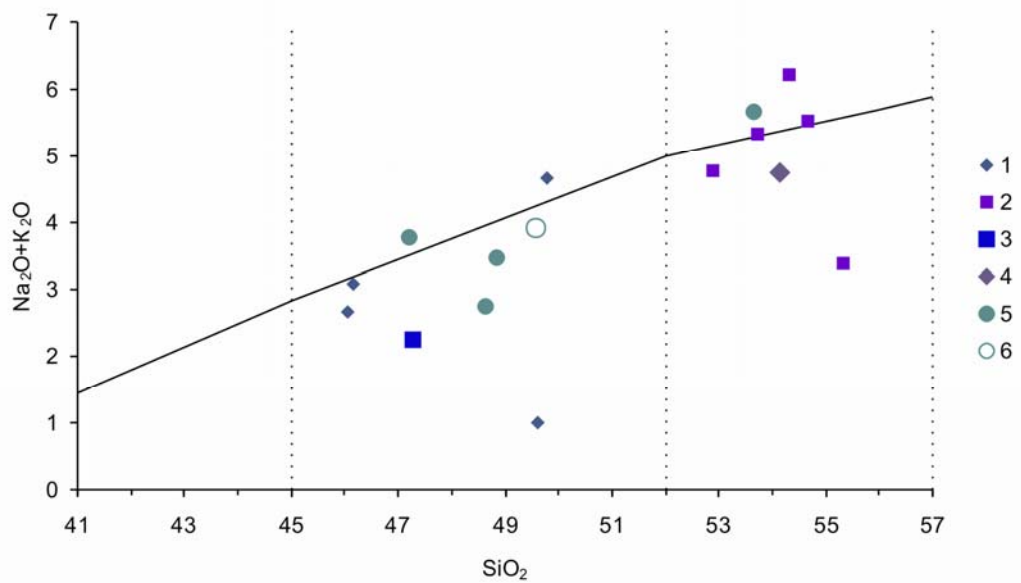


Рис. 6. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для пород первой фазы молдвожского комплекса.

Покровная фация: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – средний состав базальтов, 4 – средний состав андезибазальтов. Субвулканическая фация: 5 – долериты, 6 – средний состав субвулканической фации.

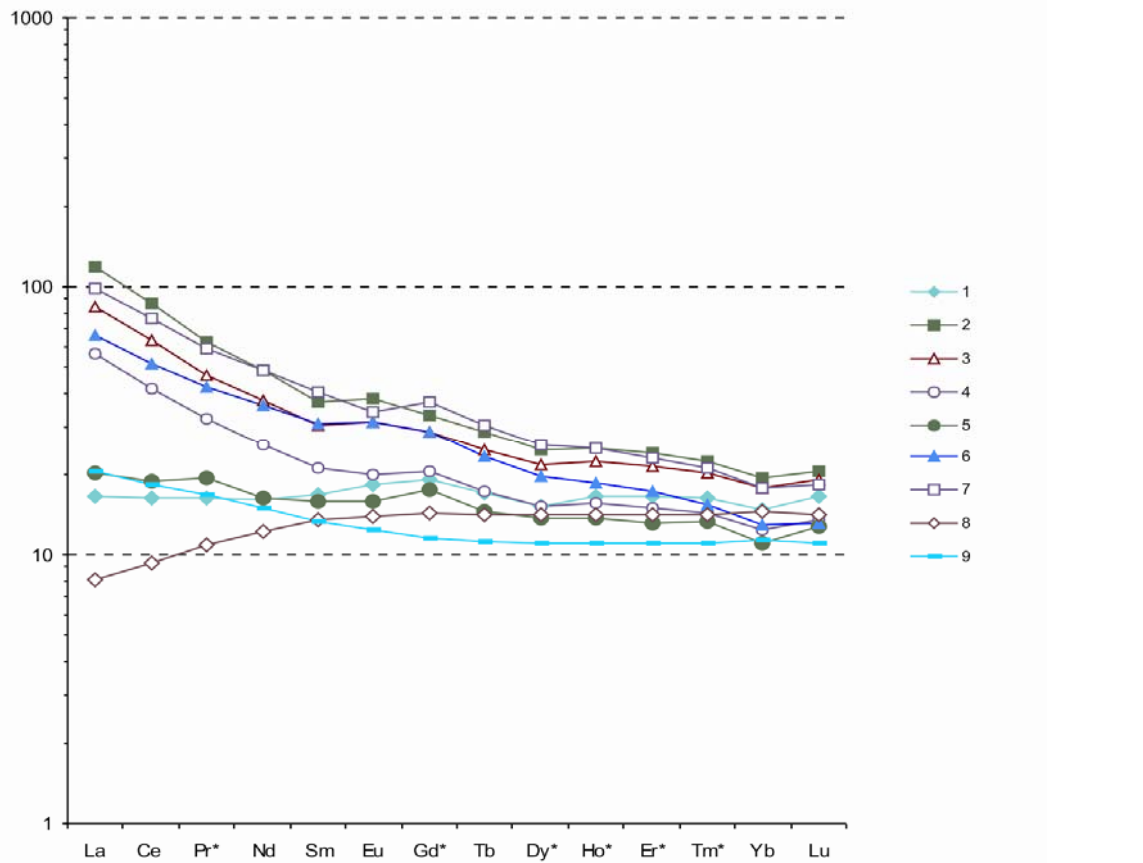


Рис. 7. Сравнительная диаграмма распределения REE в породах различных комплексов.

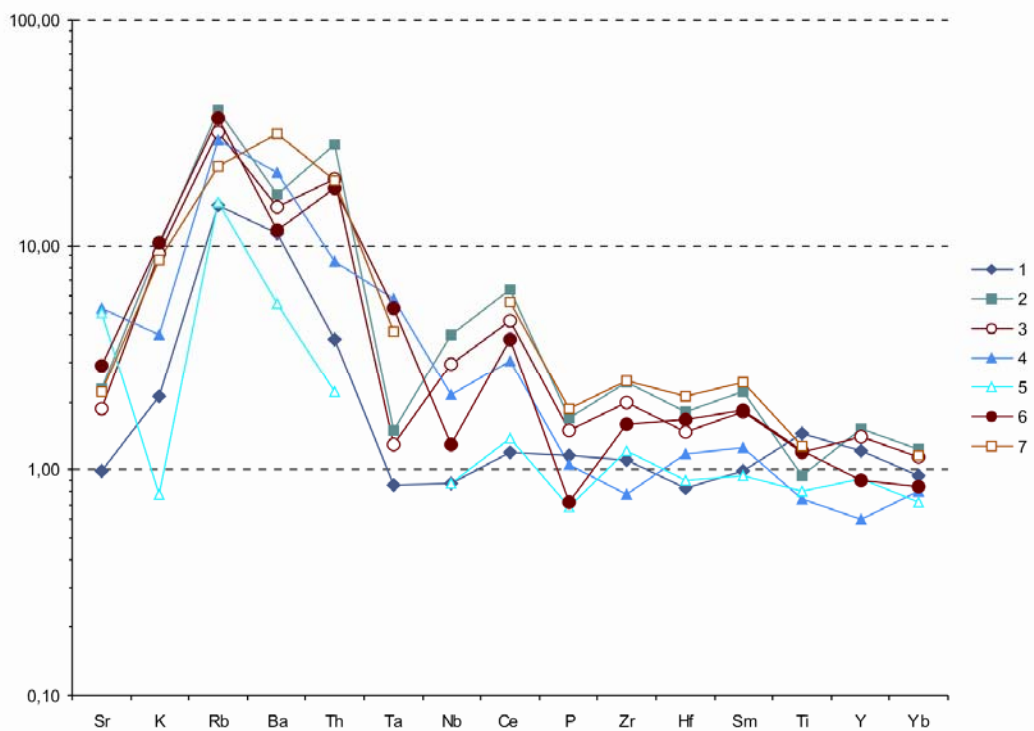


Рис. 8. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород различных комплексов площади, содержащих в своём составе породы основного состава. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et al., 1982].

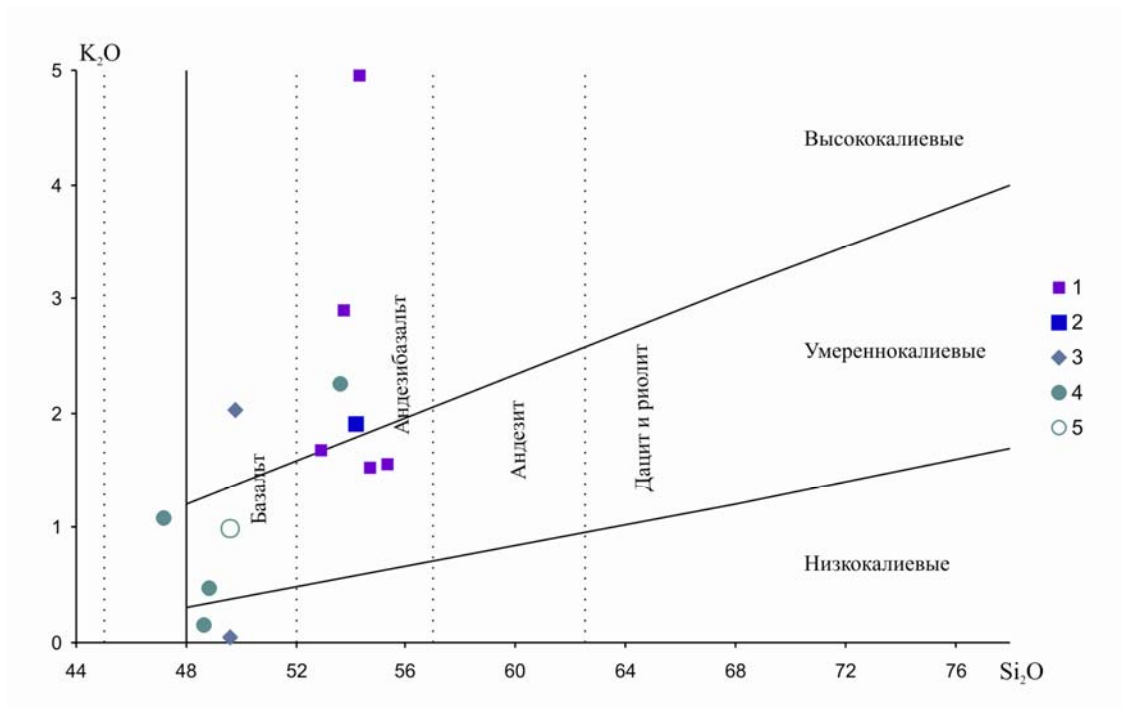


Рис. 9. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 в долеритах первой фазы молдвожского комплекса.

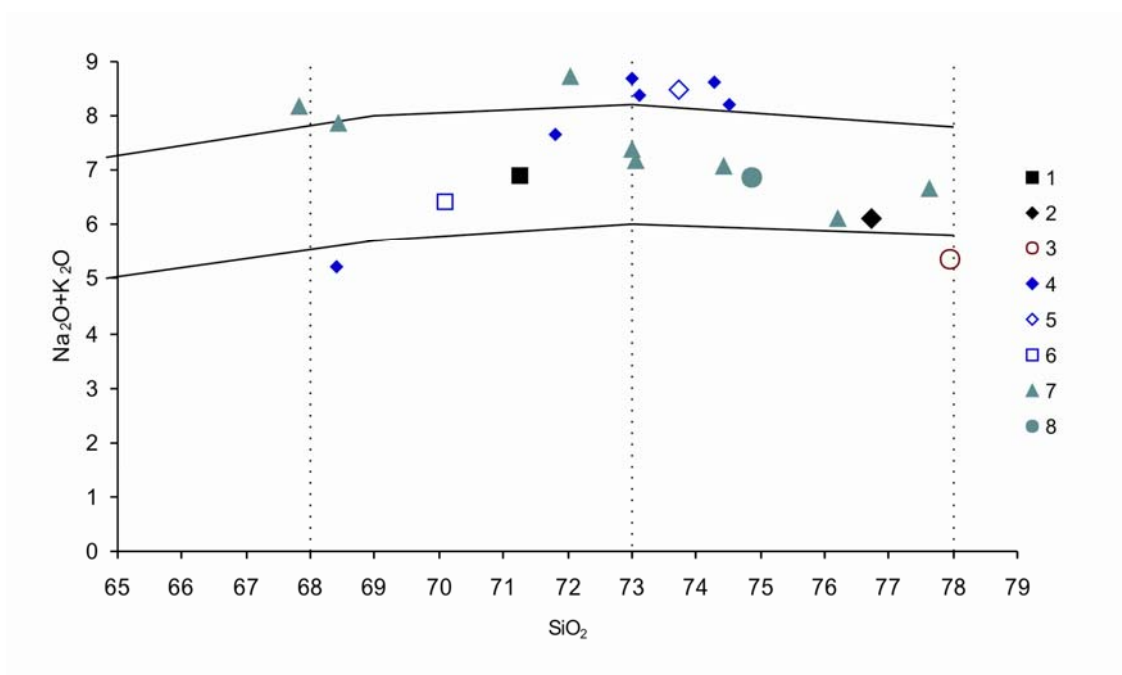


Рис. 10. Классификационная диаграмма $Na_2O+K_2O-SiO_2$ для кислых образований пожемского комплекса; кислых эффузивов погурейской свиты; кислых эффузивов и субвулканических образований второй фазы молдвожского комплекса.

Погурейский комплекс района г. Кустосьиз: 1 – средний риодацит, 2 – средний риолит; кислые эффузивы погурейской свиты района р. Тыкотлова: 3 – средний риолит. Молдвожский комплекс, вторая фаза, субвулканическая фация: 4 – кислые субвулканической фации, 5 – средний трахириолит, 6 – средний риодацит. Молдвожский комплекс, вторая фаза, покровная фация: 7 – кислые покровной фации, 8 – средний риолит покровной фации.

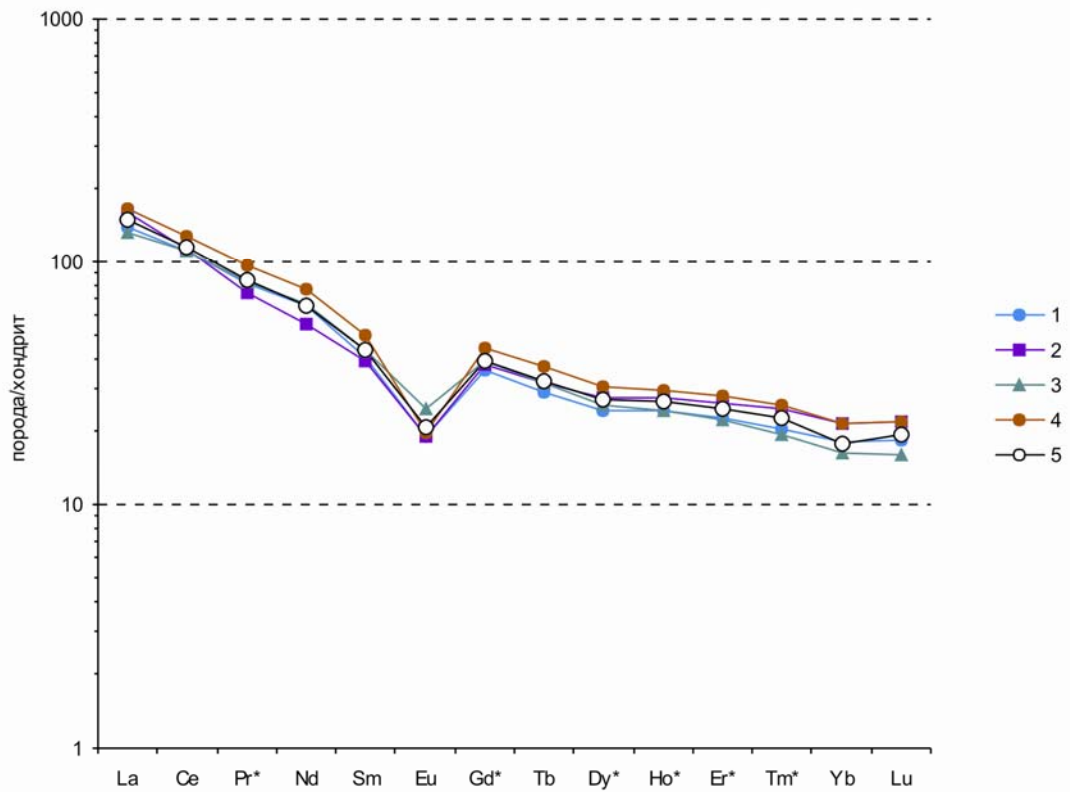


Рис. 11. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах второй фазы молдавского комплекса.

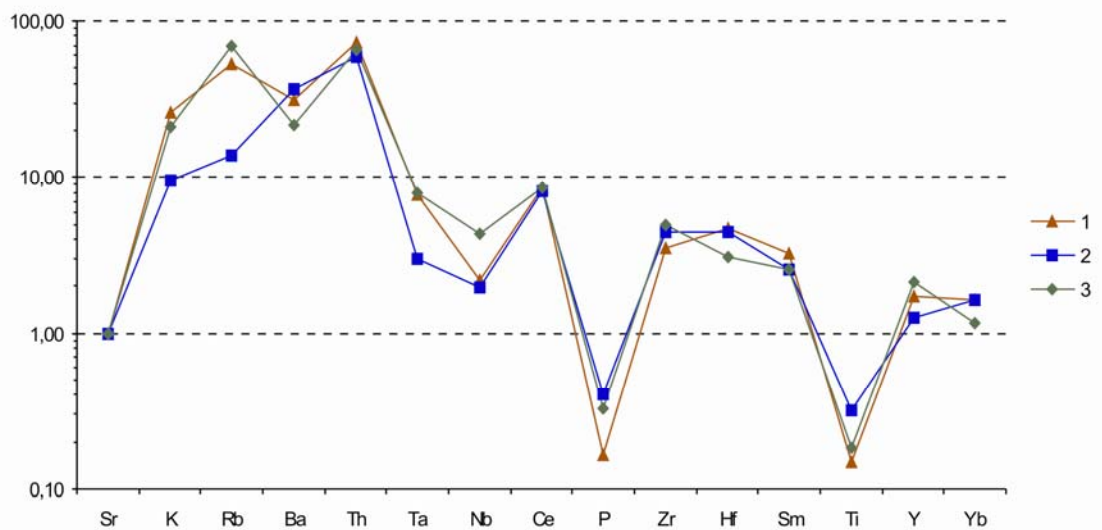


Рис. 12. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород второй фазы молдавского комплекса. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – трахириолит, субвулканическая фация; 2 – риодацит, субвулканическая фация; 3 – средний состав покровной фации, отвечающий риолиту (4 ан.).

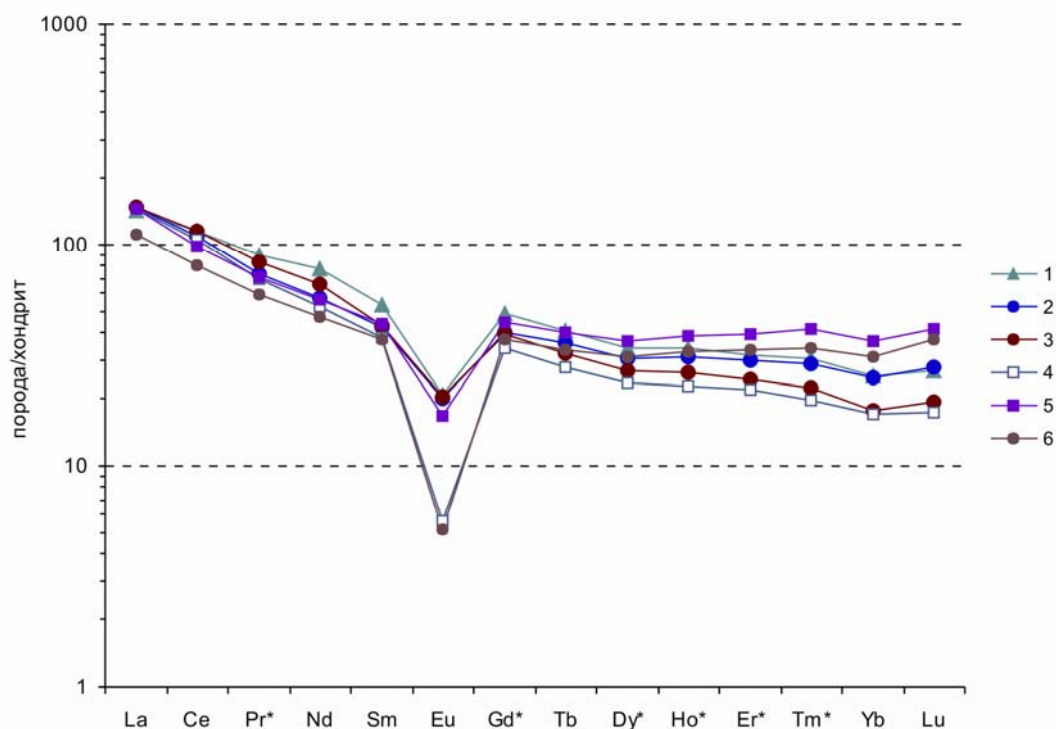


Рис. 13. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах второй фазы моллюдовожского комплекса и риолитах из некоторых комплексов Тынаготской площади.

1 – трахириодацит субвулканической фации моллюдовожского комплекса (среднее, 3 ан.); 2 – риодацит субвулканической фации моллюдовожского комплекса (среднее, 2 ан.); 3 – средний состав кислых вулканитов покровной фации моллюдовожского комплекса; 4 – риолит пожемского комплекса; 5 – риолит пожемского комплекса района г. Кустосьиз; 6 – риолит погурейской свиты района р. Бол. Тыкотлова

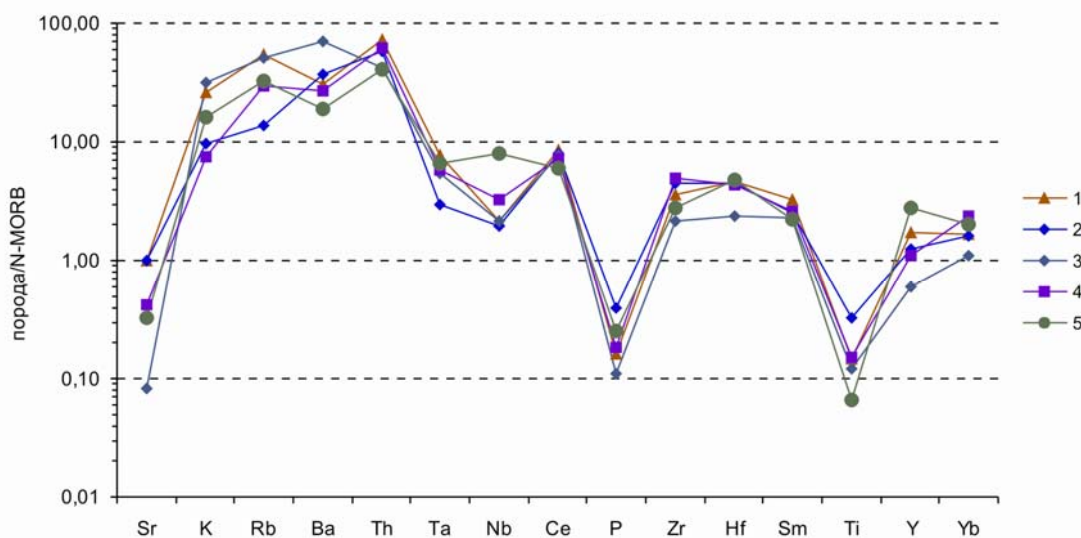


Рис. 14. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород второй фазы моллюдовожского комплекса и риолитов из некоторых комплексов Тынаготской площади. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – трахириодацит субвулканической фации моллюдовожского комплекса (среднее, 3 ан.); 2 – риодацит субвулканической фации моллюдовожского комплекса (среднее, 2 ан.); 3 – риолит пожемского комплекса; 4 – риолит пожемского комплекса района г. Кустосьиз; 5 – риолит погурейской свиты района р. Бол. Тыкотлова.

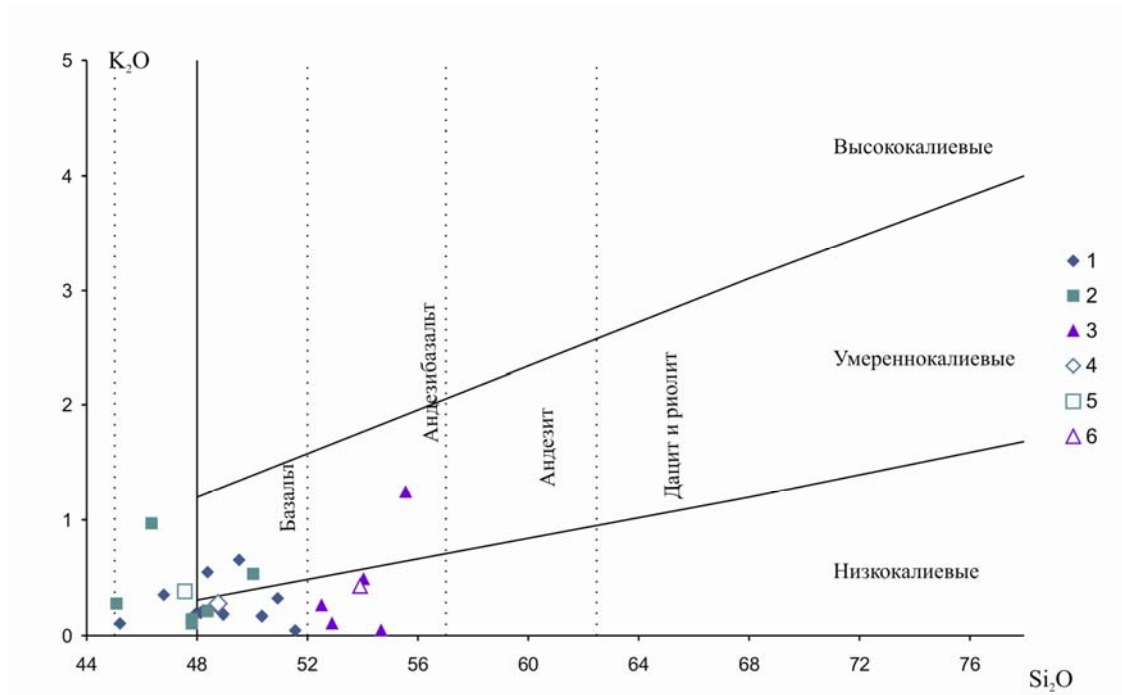


Рис. 15. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезитобазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалиевые. Балбаншорский комплекс метагаббровый.

1 – фигуративные точки составов амфиболитов, отвечающих долериту (базальту), 2 – фигуративные точки составов амфиболитов, отвечающих субщелочному долериту (трахибазальту), 3 – фигуративные точки составов амфиболитов отвечающих, диориту (андезитобазальту), 4 – средний состав амфиболитов, отвечающих долериту (базальту), 5 – средний состав амфиболитов, отвечающих субщелочному долериту (трахибазальту), 6 – средний состав амфиболитов, отвечающих диориту (андезитобазальту).

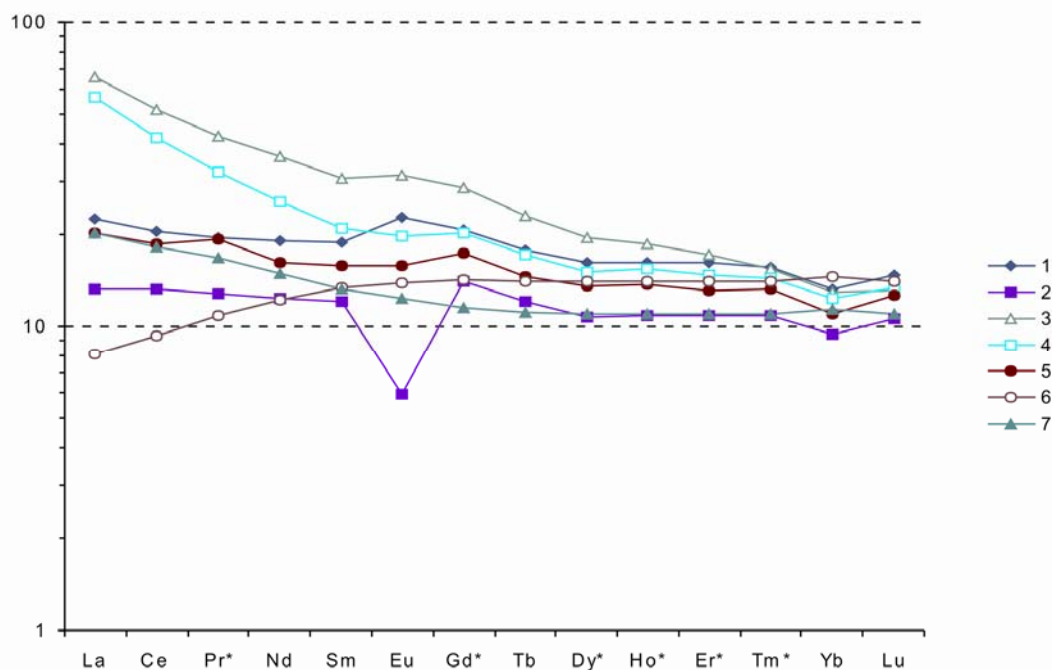


Рис. 16. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах различных комплексов площади, содержащих в своём составе породы основного состава.

1 – амфиболиты балбаншорского метагаббрового комплекса; 2 – габбро-долерит орангьюганско-лемвинского комплекса; 3 – габбро-долерит Воргавожского массива; 4 – габбро-долерит субвулканической фации первой фазы молдвожского комплекса; 5 – базальт погурейской свиты; 6 – N-MORB; 7 – E-MORB.

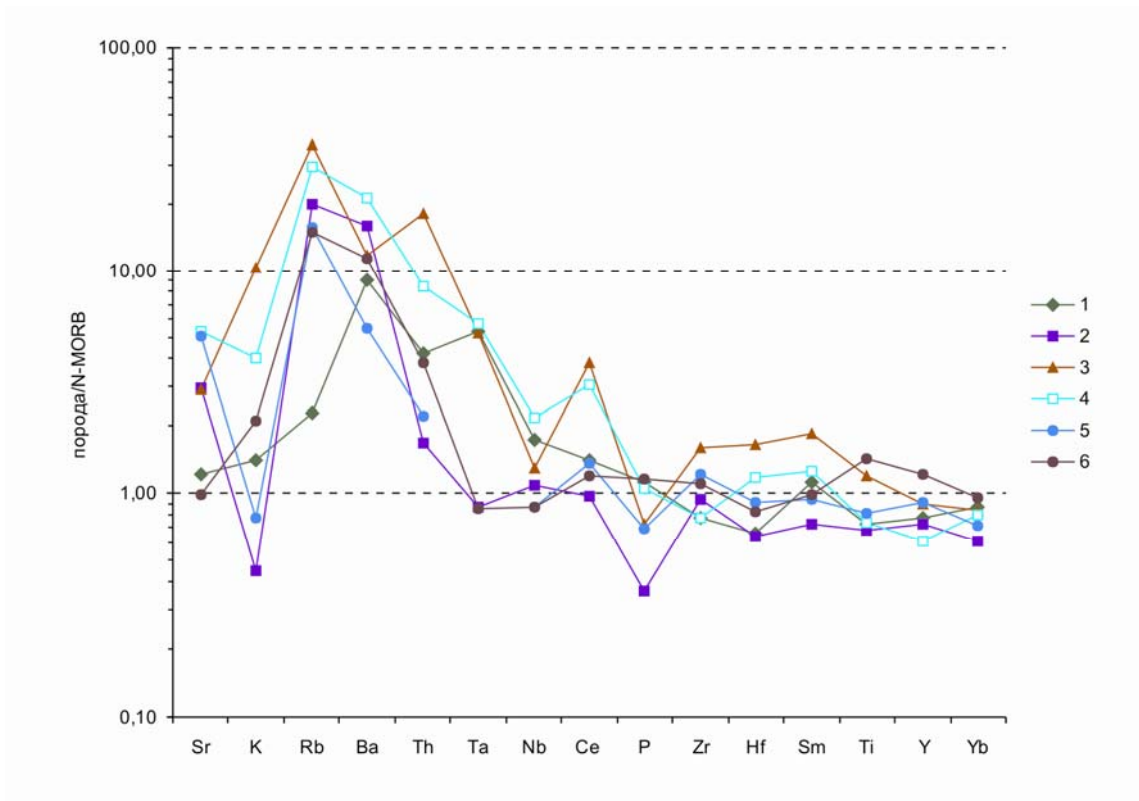


Рис. 17. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород основного состава различных комплексов площади. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – амфиболиты балбаншорского метагаббрового комплекса; 2 – габбро-долерит орангъюганско-лемвинского комплекса; 3 – габбро-долерит Воргавожского массива; 4 – габбро-долерит субвулканической фации первой фазы моллюдовжского комплекса; 5 – базальт погурейской свиты; 6 – базальт покровной фации первой фазы моллюдовжского комплекса.

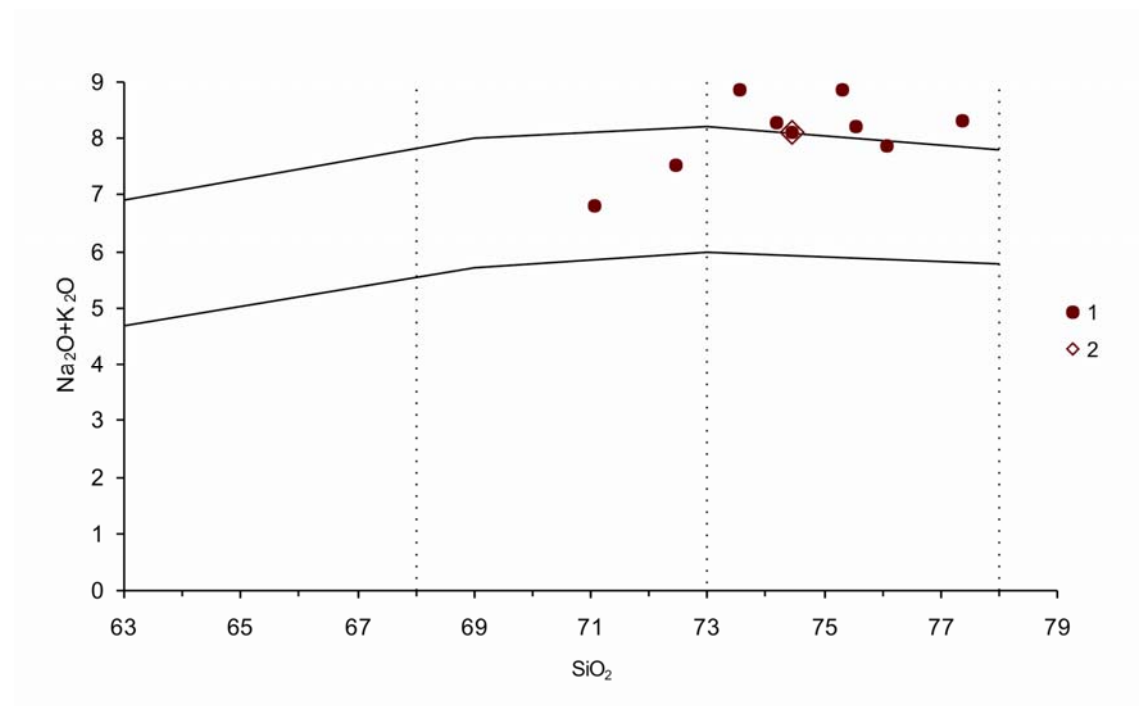


Рис. 18. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для гнейсогранитов николайшорского комплекса. Хальмеръюский массив.

1 – фигуративные точки составов, 2 – средний состав.

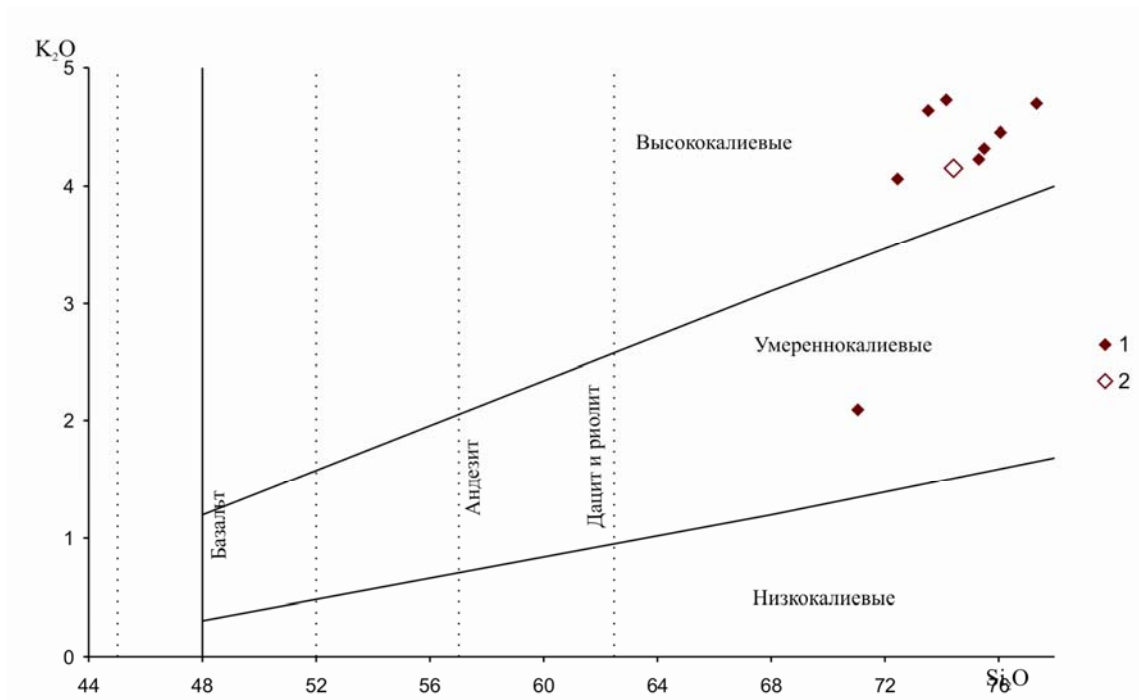


Рис. 19. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO₂ больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококальцевые. Гнейсограниты николайшорского комплекса. Хальмерьюский массив.

1 – фигуративные точки составов, 2 – средний состав.

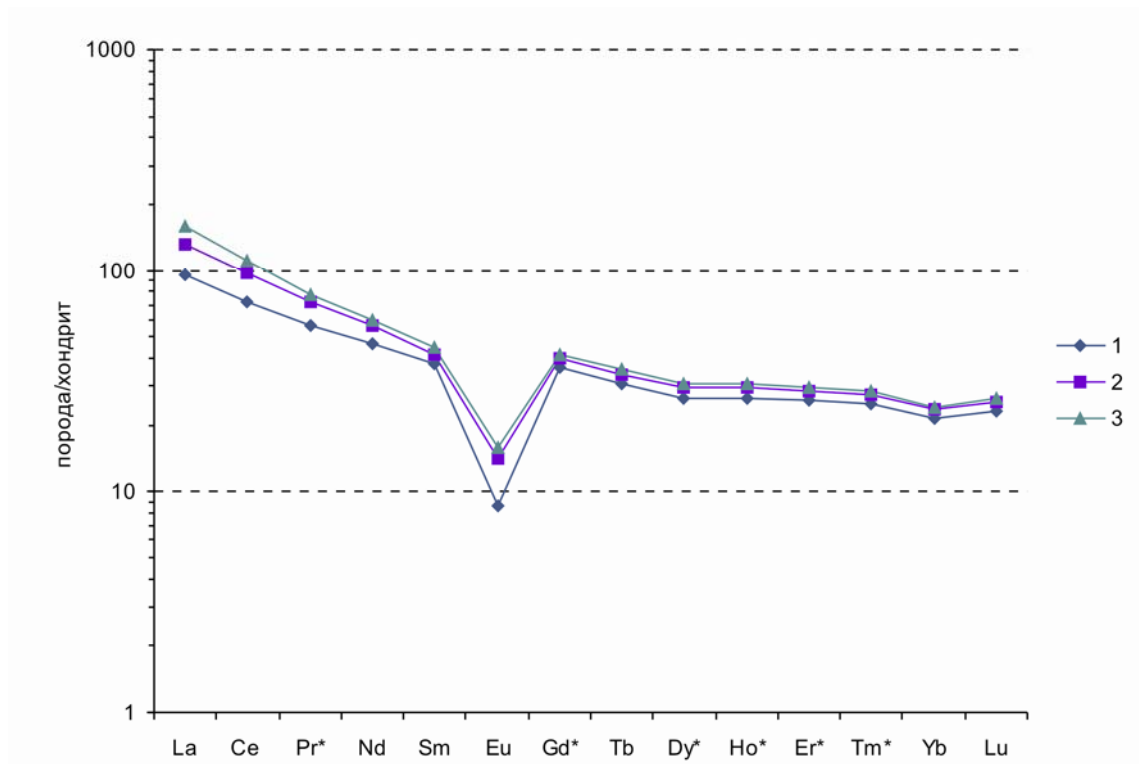


Рис. 20. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в гнейсогранитах николайшорского комплекса и породах верхнесаблегорской подсвиты.

1 – средний гнейсогранит Хальмерьюского массива, 2 – средний гнейсовидный метариолит верхнесаблегорской подсвиты, 3 – средний риолит верхнесаблегорской подсвиты.

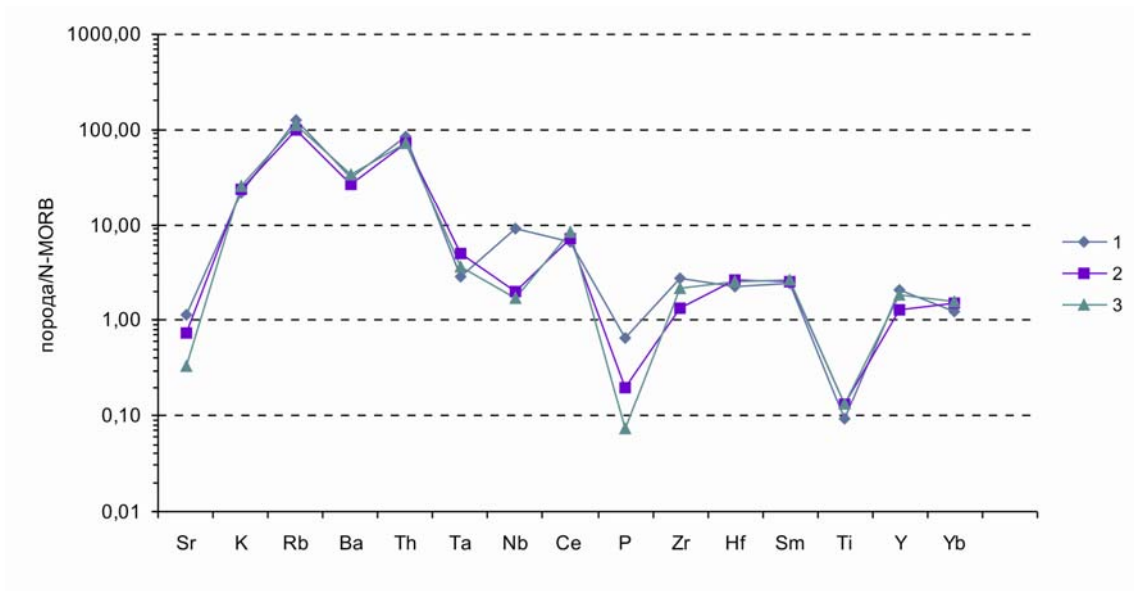


Рис. 21. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для гнейсогранитов николайшорского комплекса и пород верхнесаблегорской подсвиты. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – средний гнейсогранит Хальмерьюского массива, 2 – средний гнейсовидный метариолит верхнесаблегорской подсвиты, 3 – средний риолит верхнесаблегорской подсвиты.

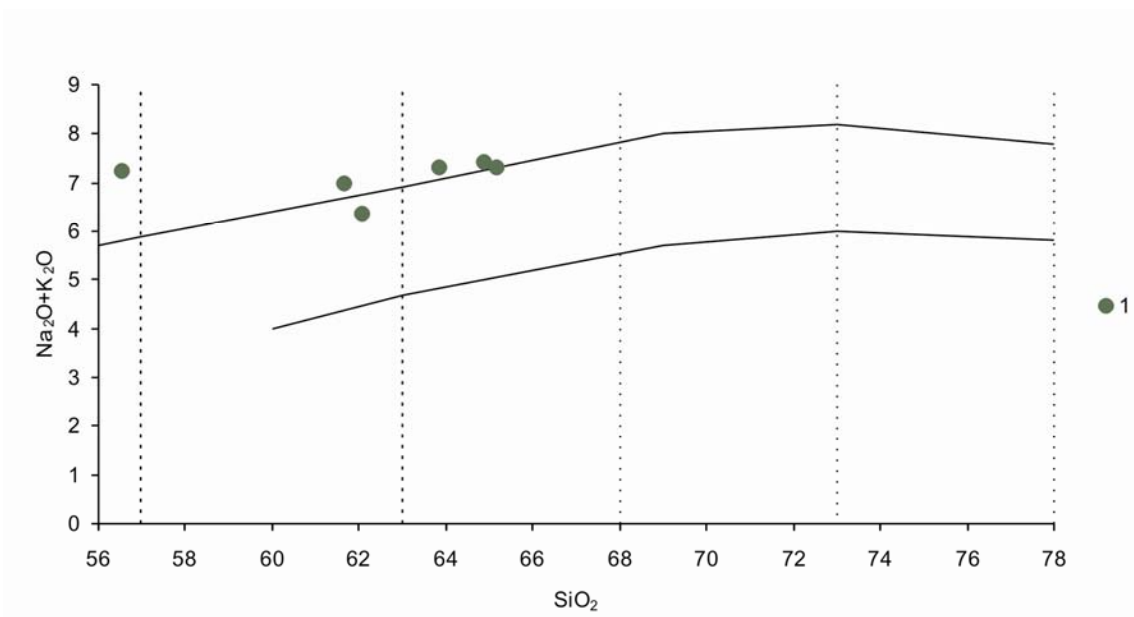


Рис. 22. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для пород Малотынаготского массива.

1 – фигуративные точки составов пород комплекса.

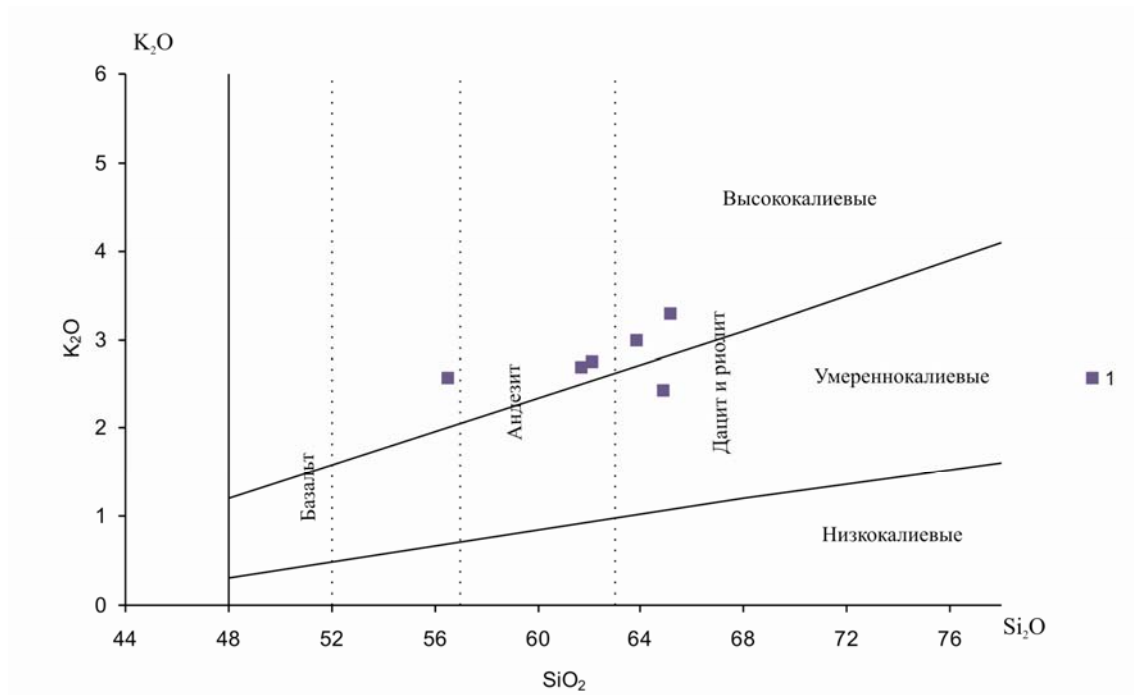


Рис. 23. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалийевые. Породы первой фазы лемвинского комплекса. Малотынаготский массив.

1 – фигуративные точки составов пород комплекса.

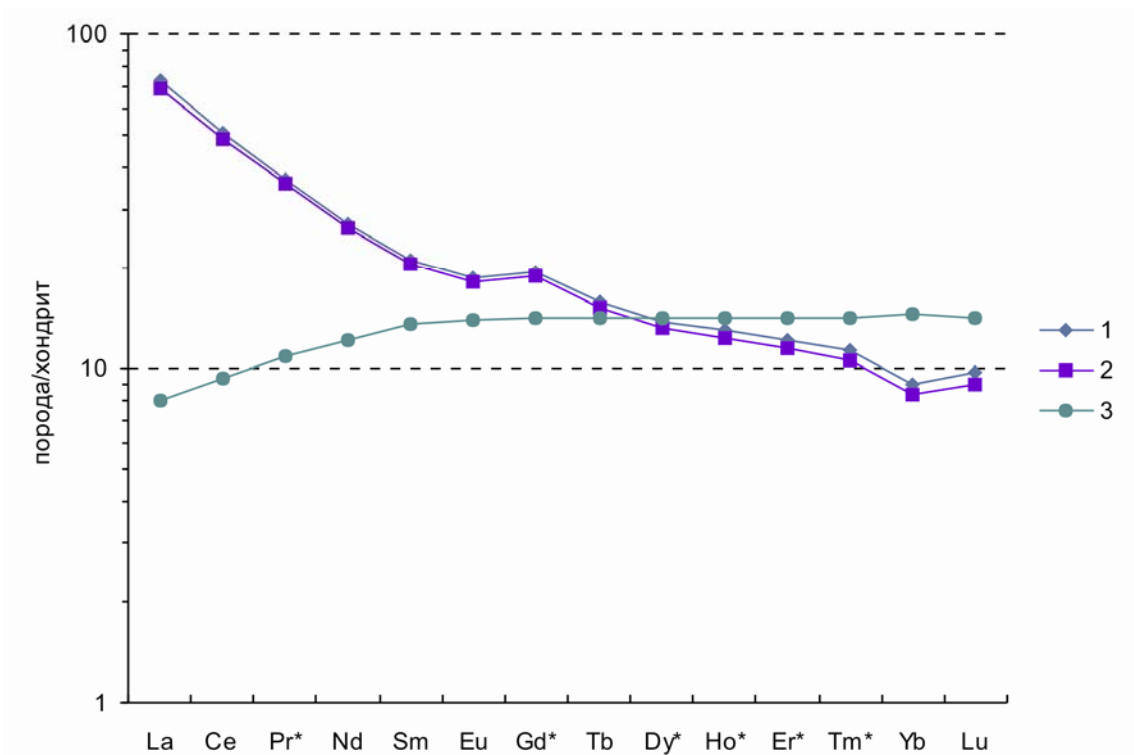


Рис. 24. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах первой фазы лемвинского комплекса. Малотынаготский массив.

1 – диорит; 2 – гранодиорит, среднее (3 ан.); 3 – N-MORB.

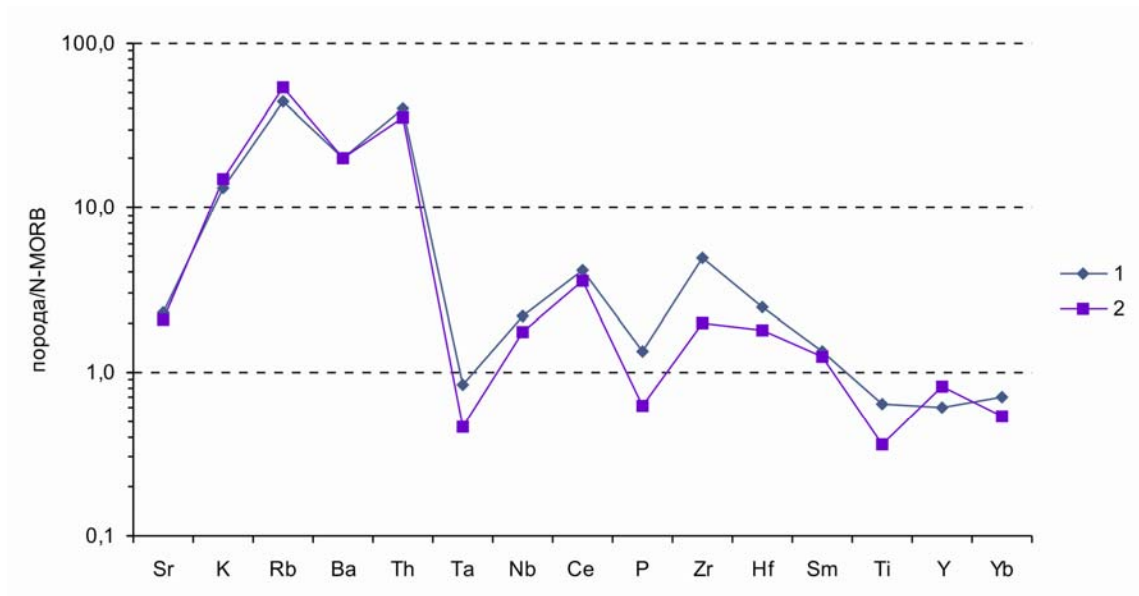


Рис. 25. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород первой фазы лемвинского комплекса. Малотынаготский массив. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].
1 – диориты; 2 – гранодиориты, среднее (3 ан.).

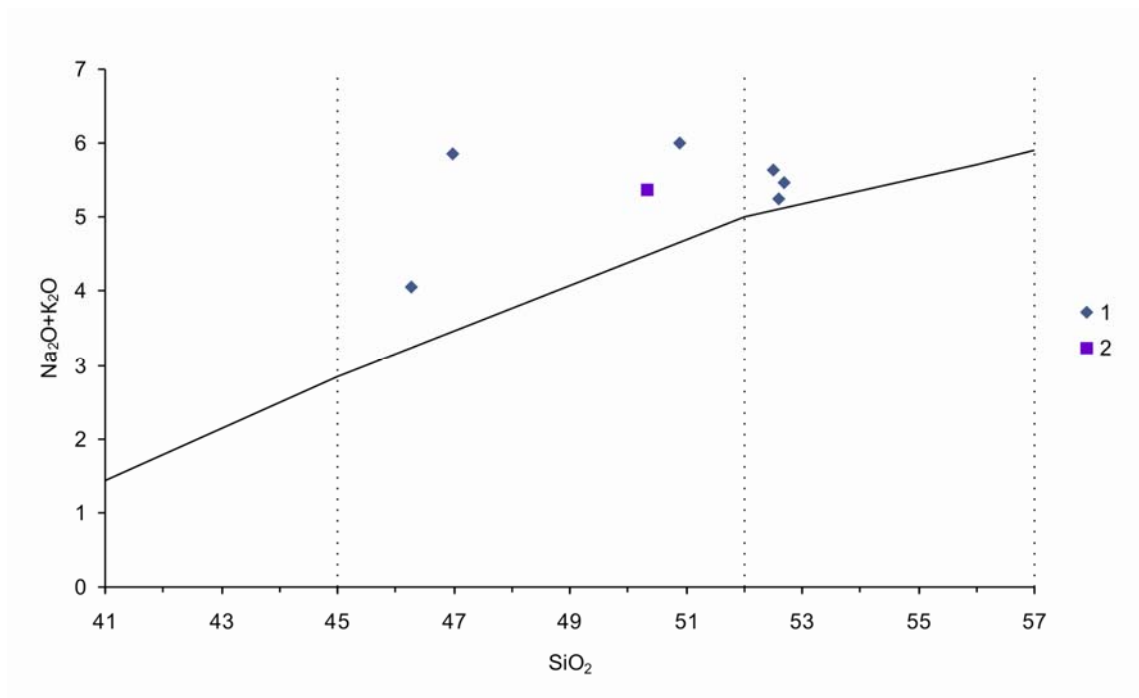


Рис. 26. Классификационная диаграмма Na₂O+K₂O-SiO₂ для пород воргавожского комплекса. Воргавожский массив: 1 – фигуративные точки составов пород, 2 – средний состав.

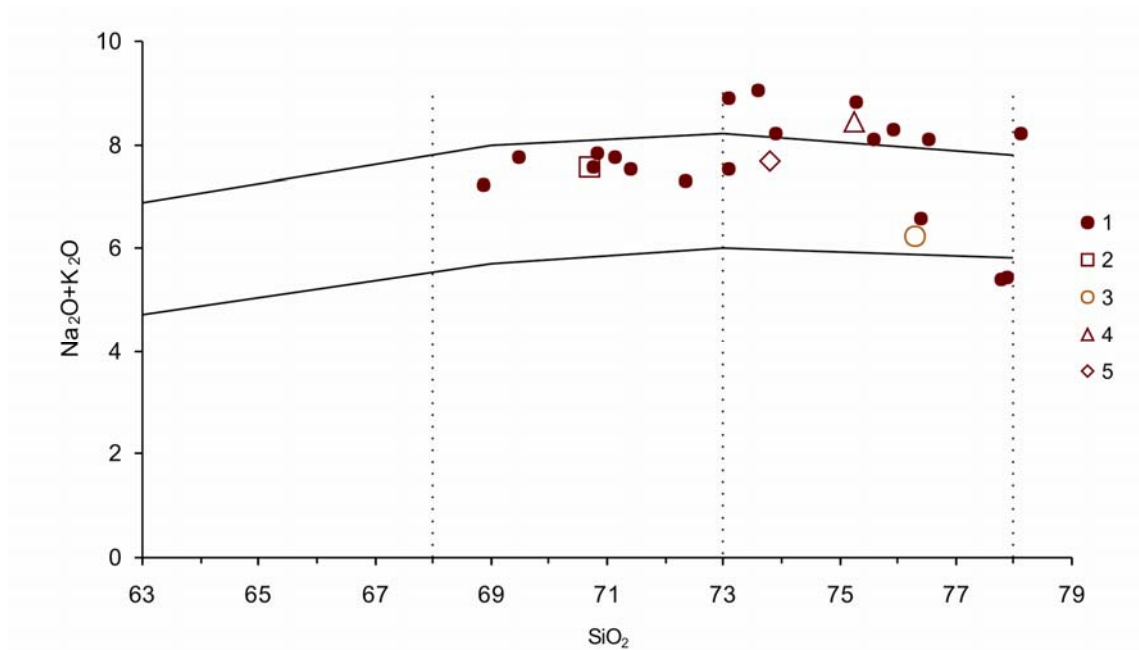


Рис. 27. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для пород второй фазы лемвинского комплекса. Тынаготский массив.

1 – фигуративные точки составов пород массива, 2 – средний гранит, 3 – средний лейкогранит, 4 – средний умереннощелочной лейкогранит, 5 – средний состав массива.

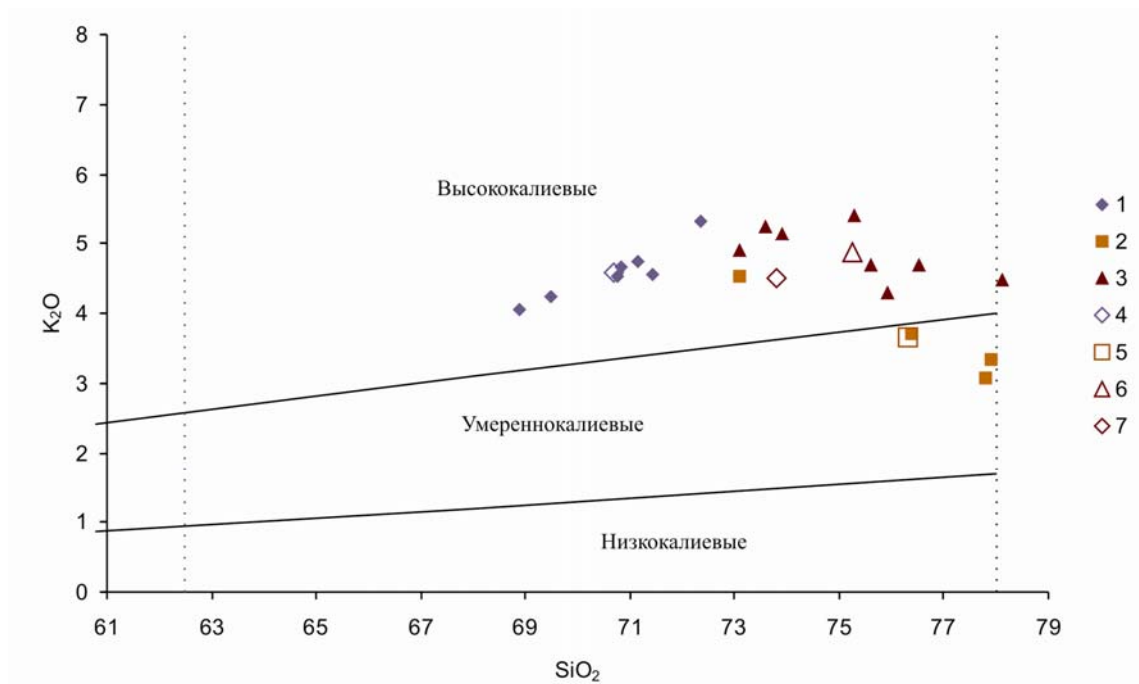


Рис. 28. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалиевые. Вторая фаза лемвинского комплекса. Тынаготский массив.

1 – граниты, 2 – лейкограниты, 3 – умереннощелочные лейкограниты, 4 – средний гранит, 5 – средний лейкогранит, 6 – средний умереннощелочной лейкогранит, 7 – средний состав массива (отвечает лейкограниту).

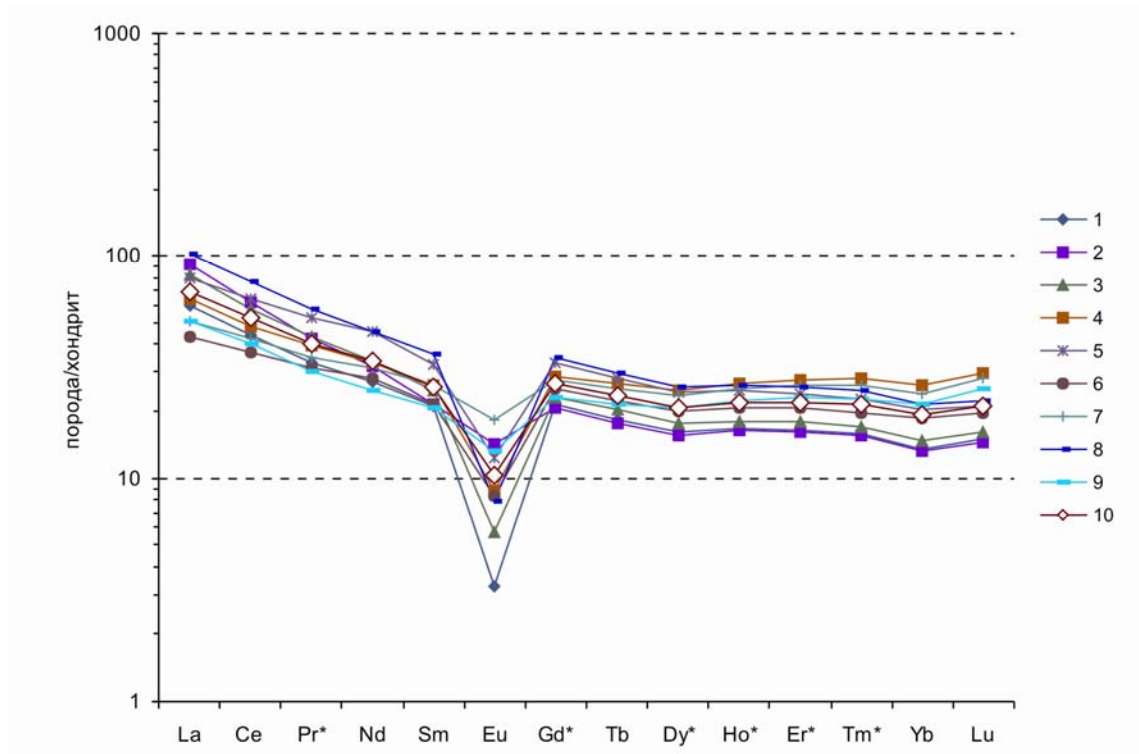


Рис. 29. Нормированные по хондриту [Boynpton, 1984] содержания REE в гранитах Тынаготского массива (лемвинский комплекс, вторая фаза).

1 – 403601, 2 – 404002, 3 – 404101, 4 – 254805, 5 – 7/92, 6 – 22/92, 7 – 19/92, 8 – 20/92, 9 – 23/92, 10 – средний состав массива по REE. Номера проб отвечают номерам в прил. 11, табл. 11.

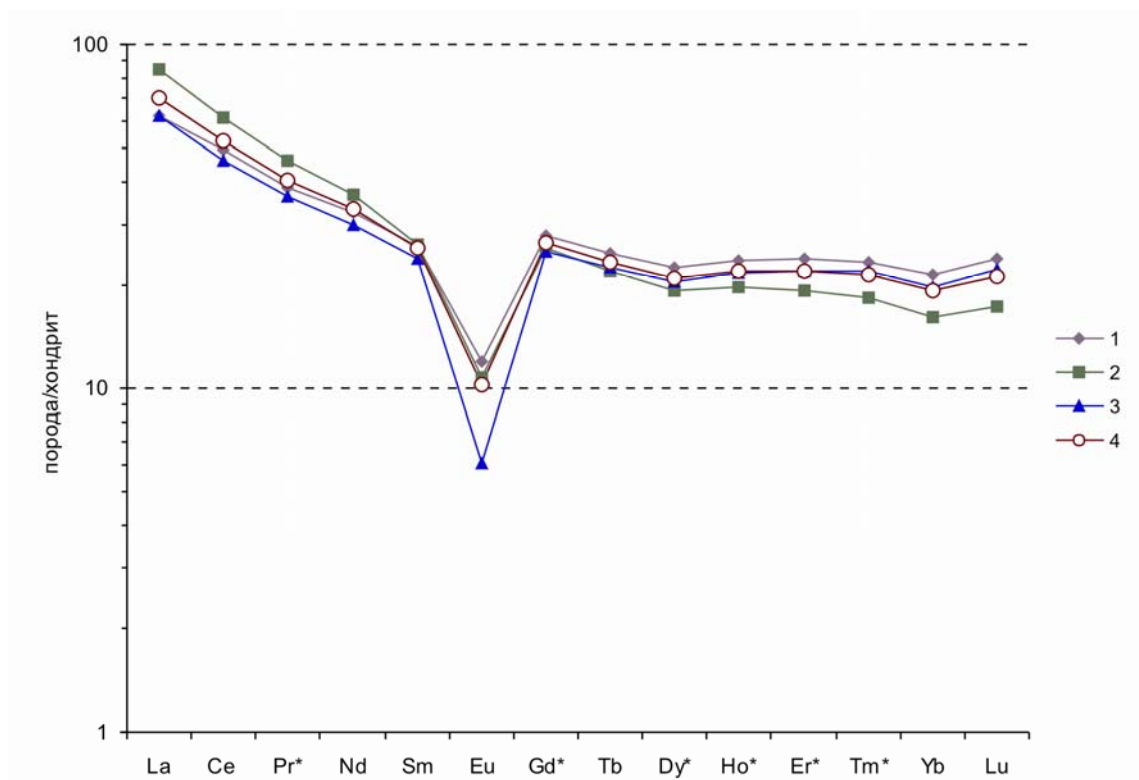


Рис. 30. Нормированные по хондриту [Boynpton, 1984] содержания REE в гранитах Тынаготского массива (лемвинский комплекс, вторая фаза). Средние составы.

1 – гранит (4 ан.), 2 – лейкогранит (3 ан.), 3 – умереннощелочной лейкогранит (2 ан.), 4 – средний состав массива (9 ан.).

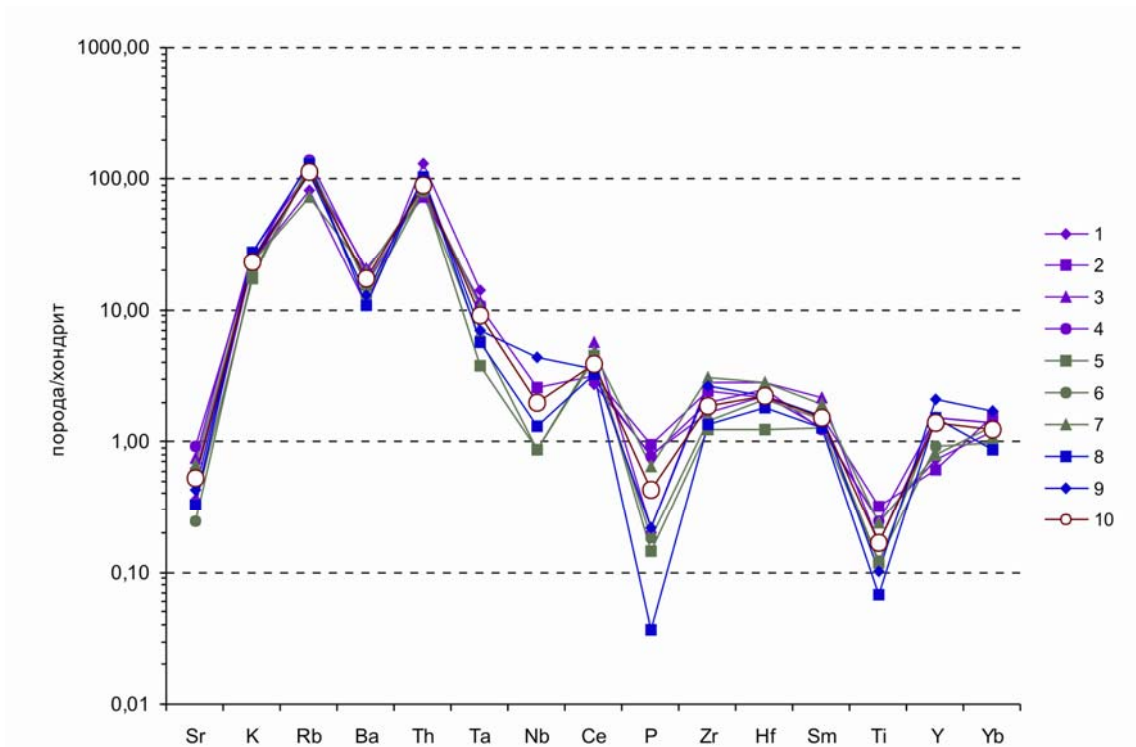


Рис. 31. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для гранитоидов Тынаготского массива (вторая фаза лемвинского комплекса). Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1–4 – граниты, 5–7 – лейкограниты, 8, 9 – умереннощелочные лейкограниты, 10 – средний состав.

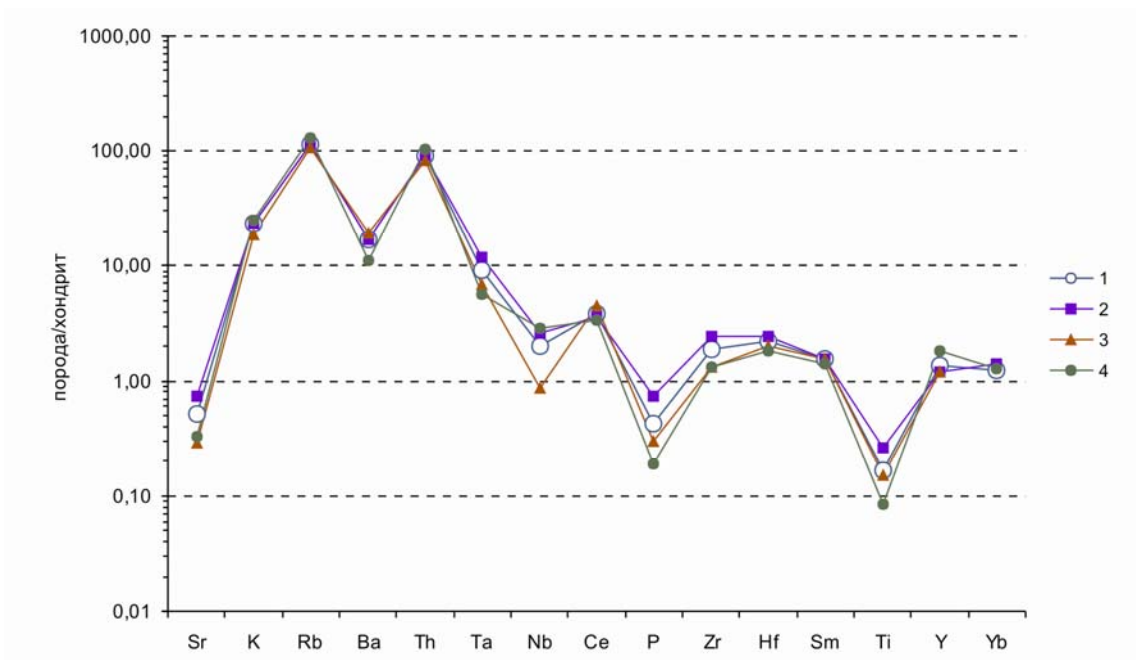


Рис. 32. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для гранитоидов Тынаготского массива (вторая фаза лемвинского комплекса). Средние составы. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – средний состав массива, 2 – гранит, 3 – лейкогранит, 4 – умереннощелочной лейкогранит.

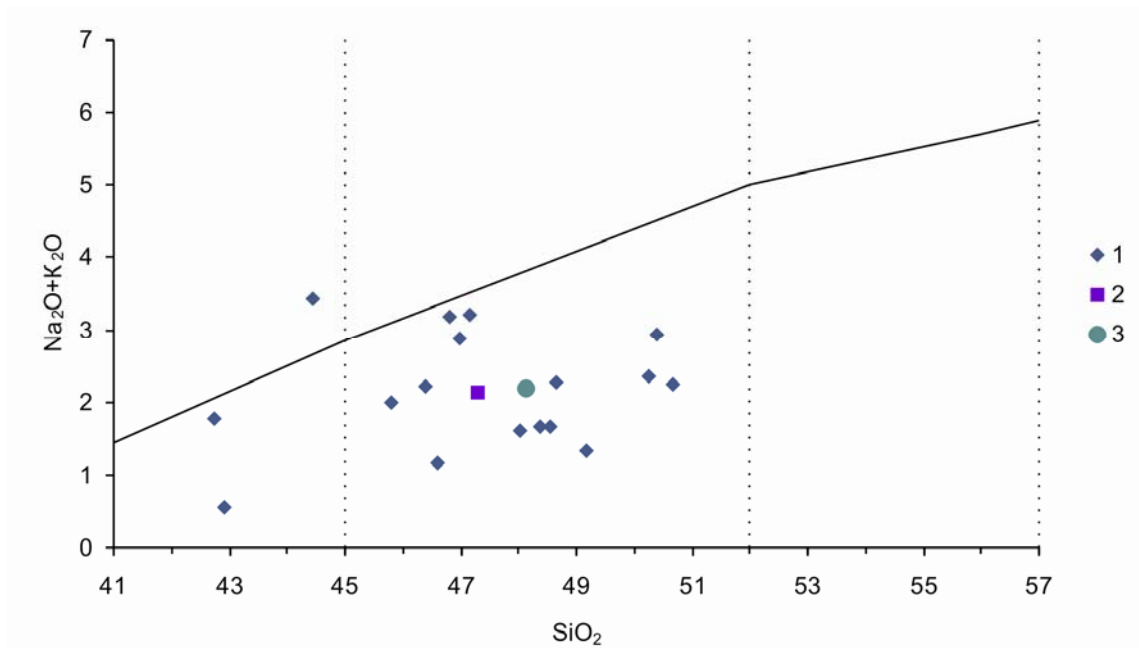


Рис. 33. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для вулканитов основного состава погурейской свиты.

1 – вулканиты основного состава погурейской свиты, 2 – средний состав основных вулканитов погурейской свиты, 3 – средний базальт погурейской свиты.

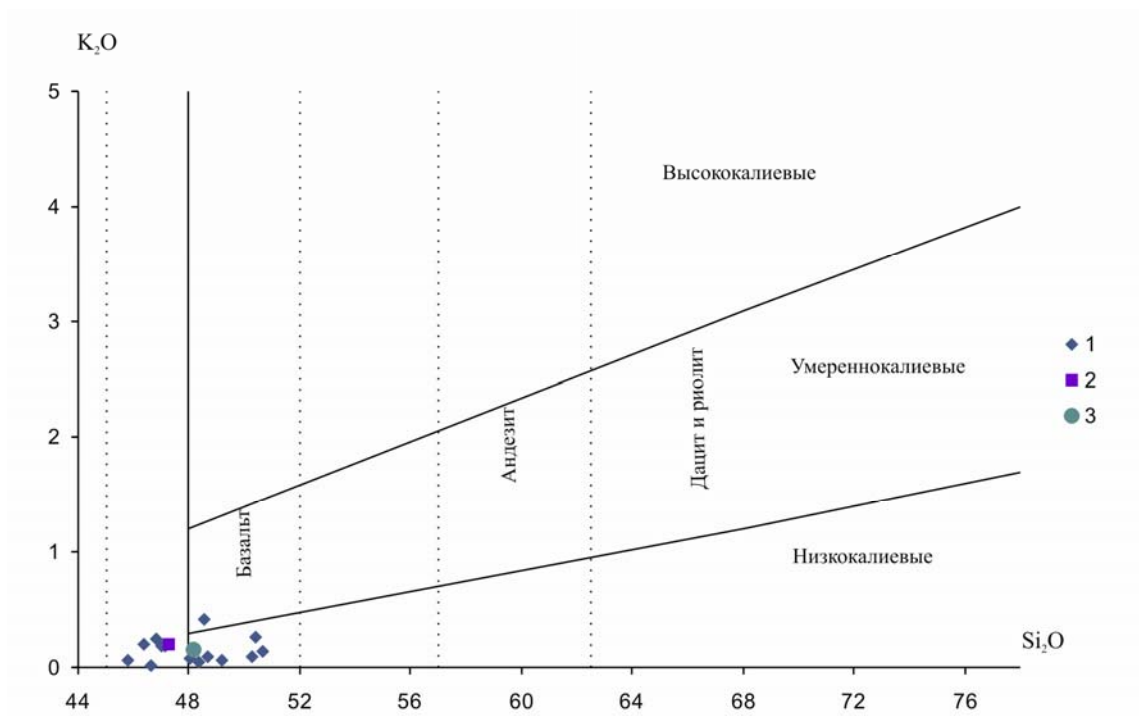


Рис. 34. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококальцевые для вулканитов основного состава погурейской свиты.

1 – вулканиты основного состава погурейской свиты, 2 – средний состав основных вулканитов погурейской свиты, 3 – средний базальт погурейской свиты.

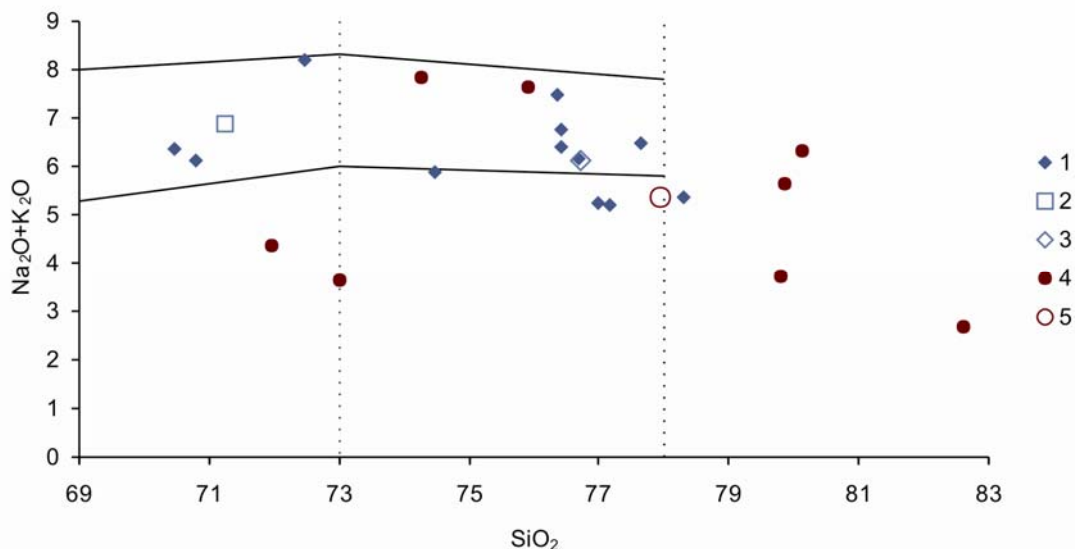


Рис. 35. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для пород кислого состава пожемского комплекса района г. Кустьосьиз и погурейской свиты р. Бол. Тыкотлова.

Район г. Кустьосьиз: 1 – породы кислого состава, 2 – средний риодацит, 3 – средний риолит. Район р. Бол. Тыкотлова: 4 – вулканы кислого состава, 5 – средний риолит.

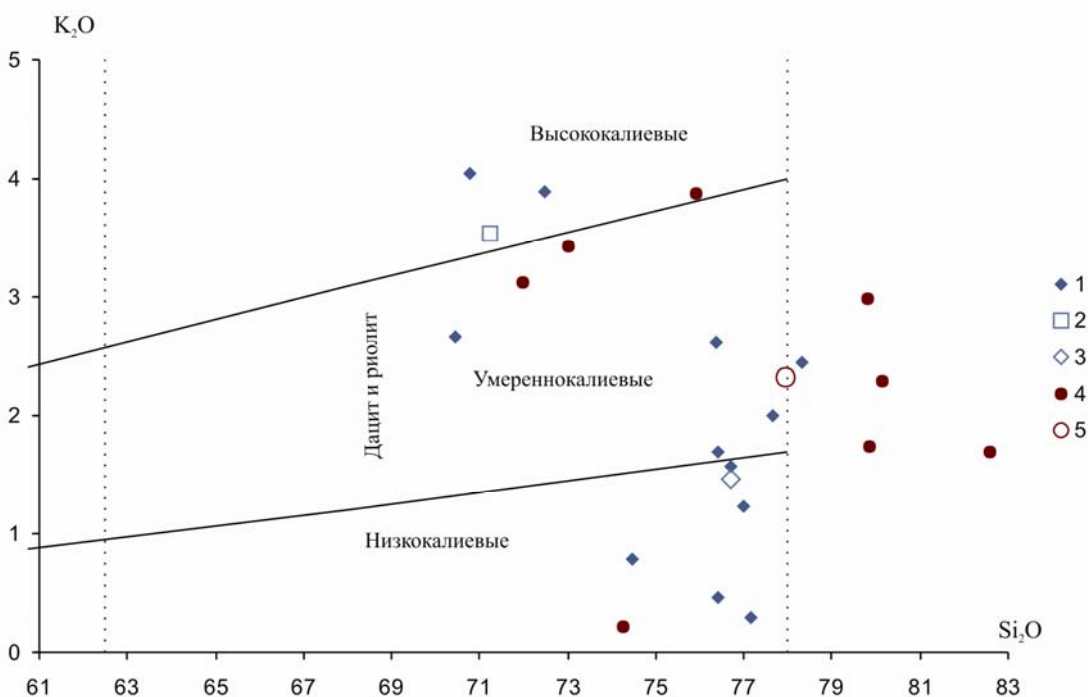


Рис. 36. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалиевые для пород кислого состава пожемского комплекса района г. Кустьосьиз и погурейской свиты р. Бол. Тыкотлова.

Район г. Кустьосьиз: 1 – породы кислого состава, 2 – средний риодацит, 3 – средний риолит. Район р. Бол. Тыкотлова: 4 – вулканы кислого состава, 5 – средний риолит.

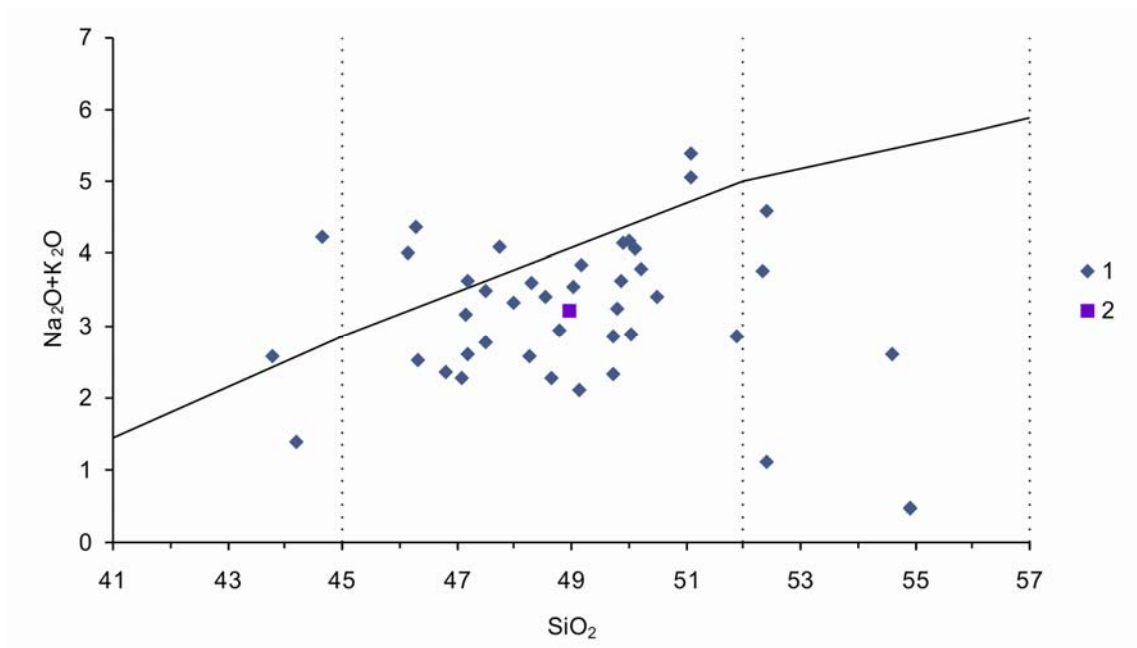


Рис. 37. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для вулканитов кокпельской свиты. 1 – фигуративные точки составов вулканитов, 2 – средний состав вулканитов.

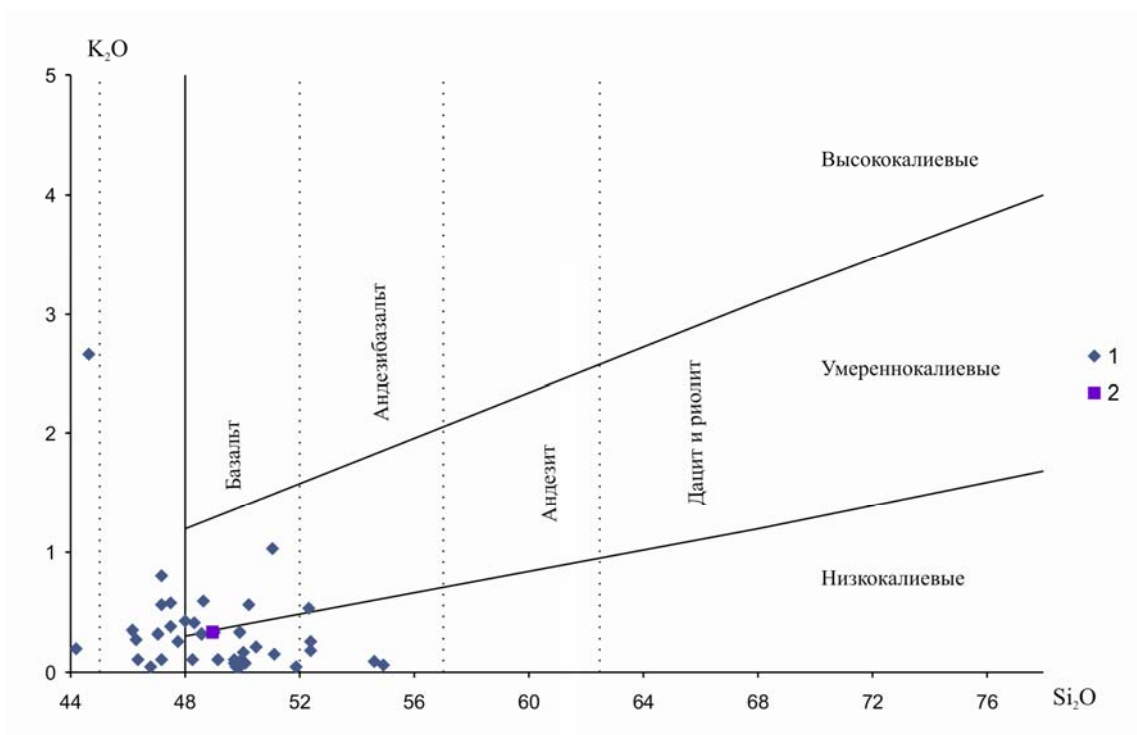


Рис. 38. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококальцевые для вулканитов кокпельской свиты.

1 – фигуративные точки составов вулканитов, 2 – средний состав вулканитов.

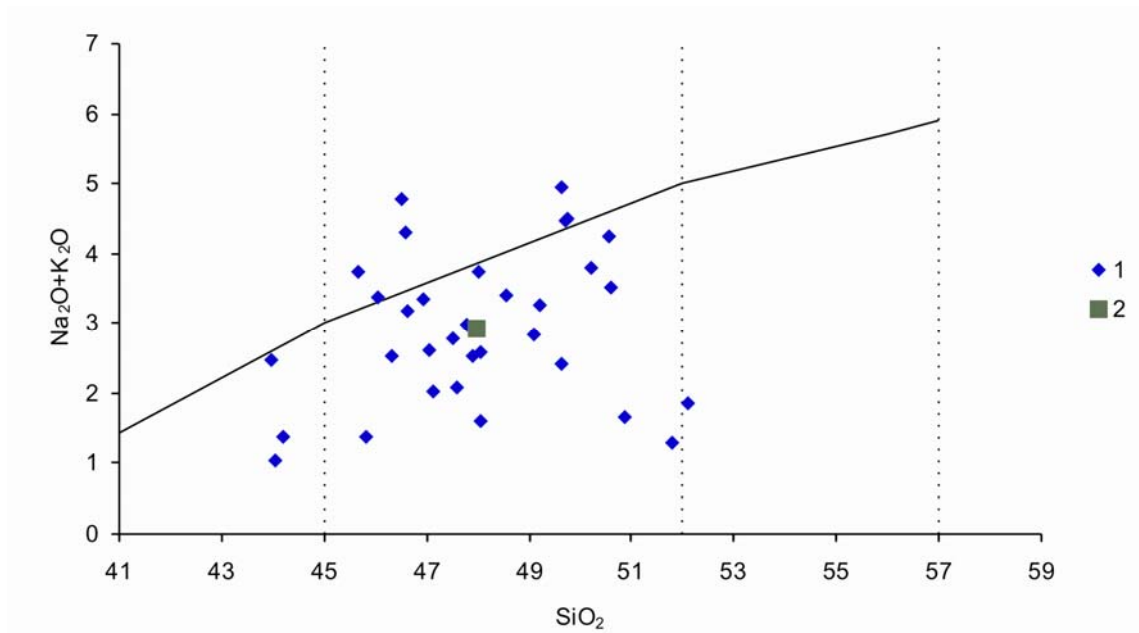


Рис. 39. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для пород основного состава (долеритов и габбро-долеритов) орангьюганско-лемвинского комплекса.

1 – фигуративные точки составов, 2 – средний состав.

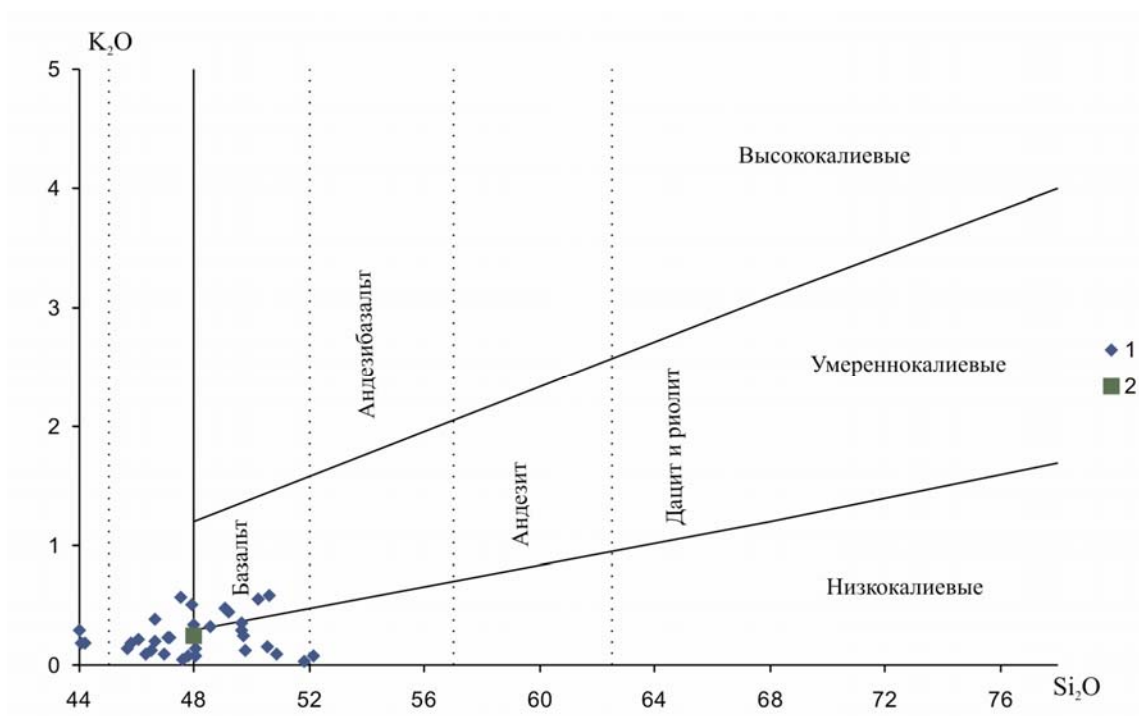


Рис. 40. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалийевые для пород основного состава (долеритов и габбро-долеритов) орангьюганско-лемвинского комплекса.

Породы основного состава (долериты и габбро-долериты) орангьюганско-лемвинского комплекса.

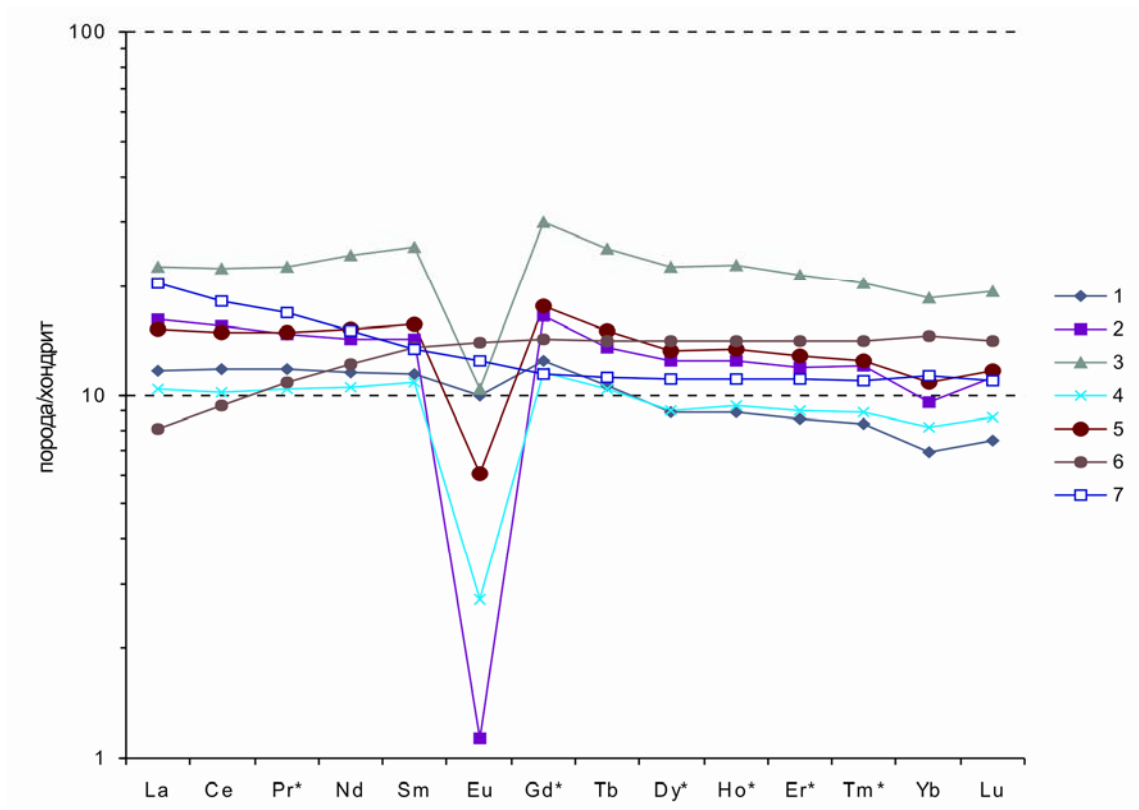


Рис. 41. Нормированные по хондриту [Boynon, 1984] содержания REE в габбро-долеритах орангьюганско-лемвинского комплекса.

1 – 452301; 2 – 451701; 3 – 451803; 4 – 304801; 5 – средний состав габбро-долерита; 6 – N-MORB; 7 – E-MORB.

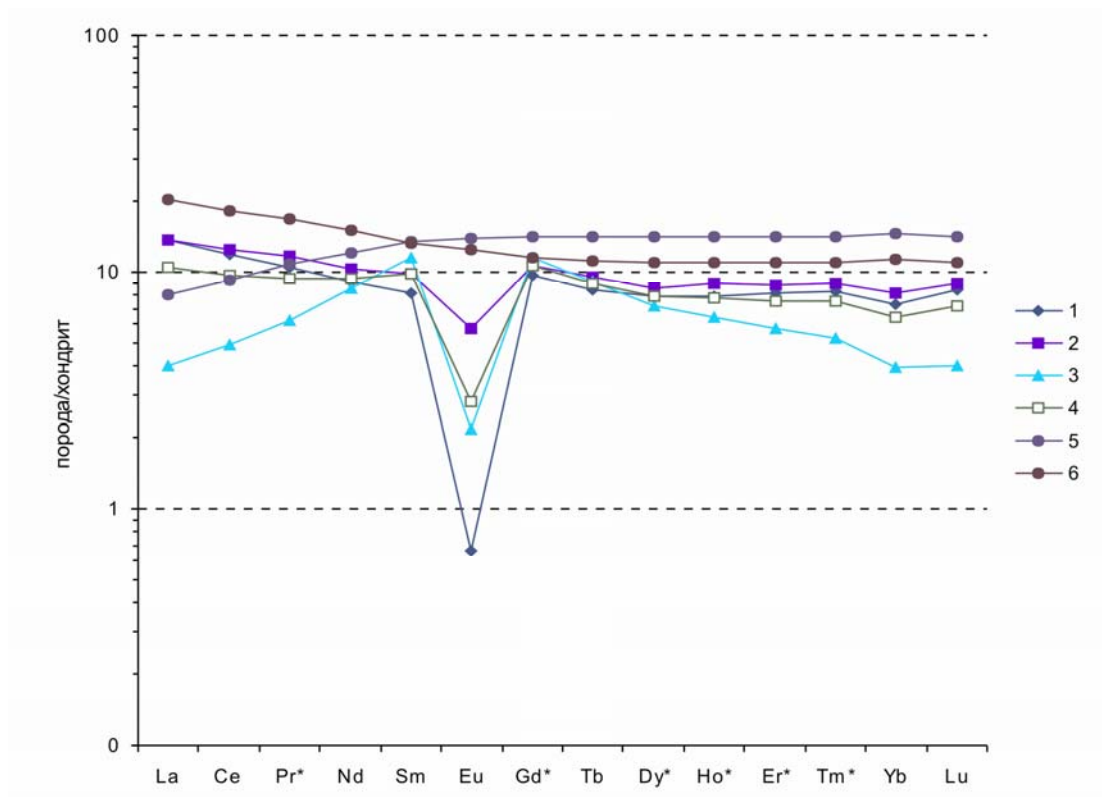


Рис. 42. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пикритов орангьюганско-лемвинского комплекса. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – 602102; 2 – 602205; 3 – 602203; 4 – средний состав пикрита (3 ан.); 5 – N-MORB; 6 – E-MORB.

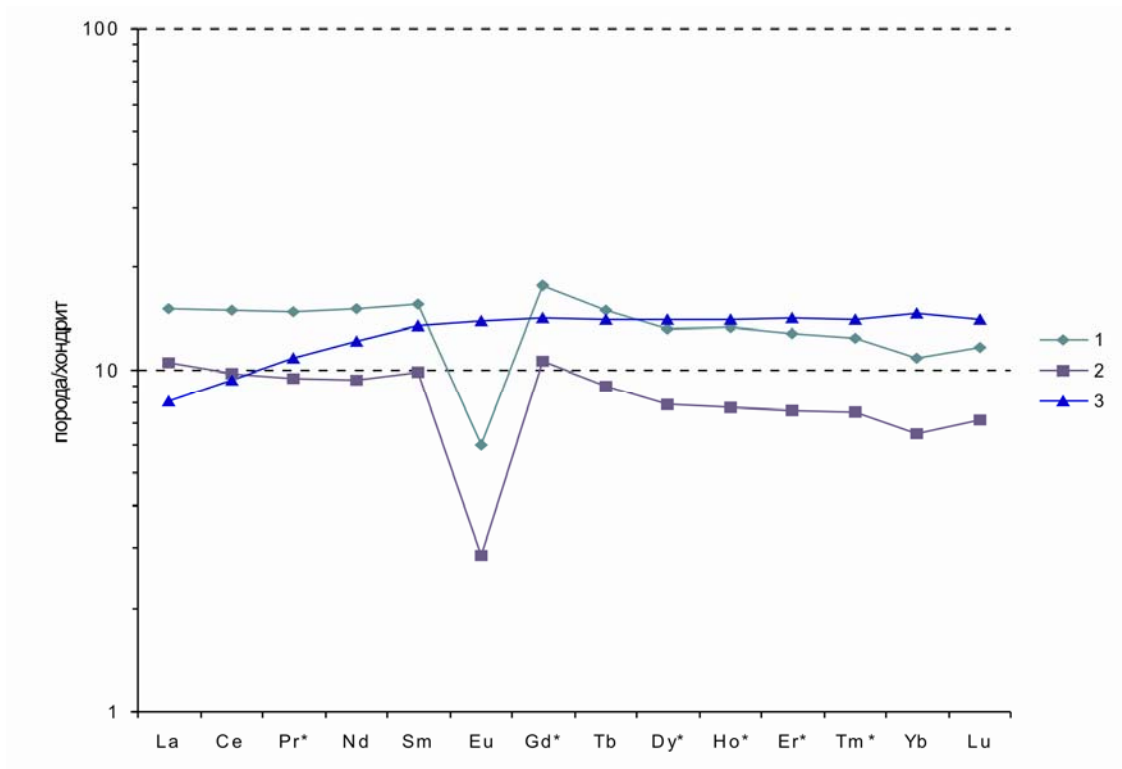


Рис. 43. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах орангьюганско-лемвинского комплекса. Средние составы.

1 – средний габбро-долерит ; 2 – средний пикрит; 3 – N-MORB.

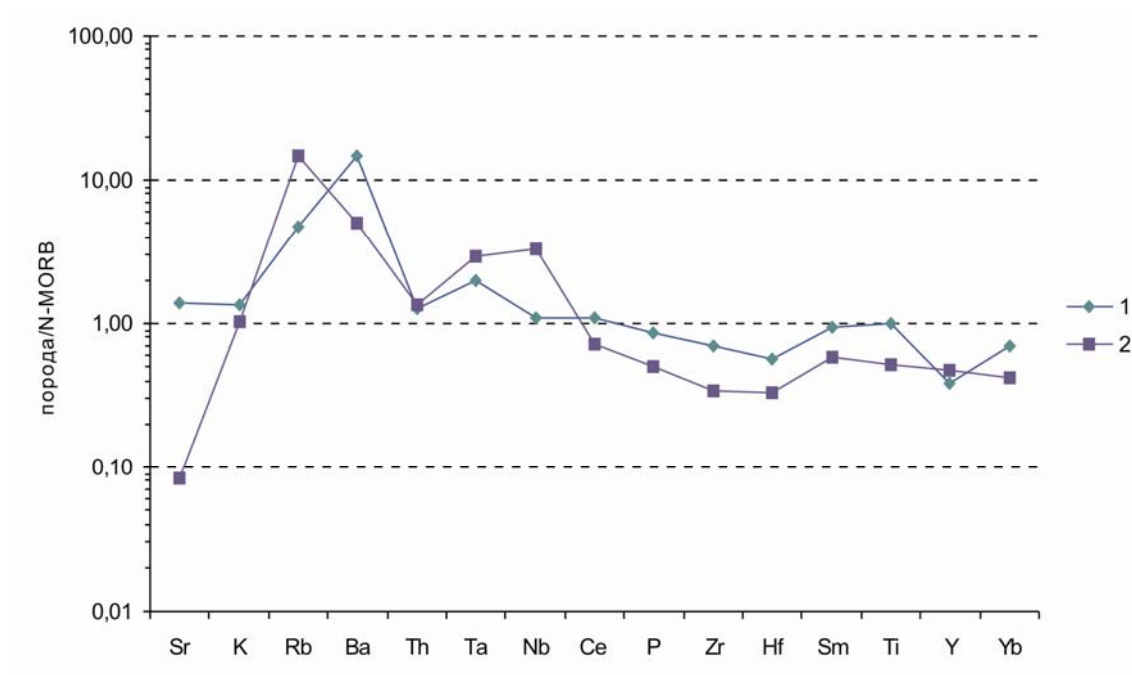


Рис. 44. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород орангьюганско-лемвинского комплекса. Средние составы. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

1 – средний габбро-долерит; 2 – средний пикрит.

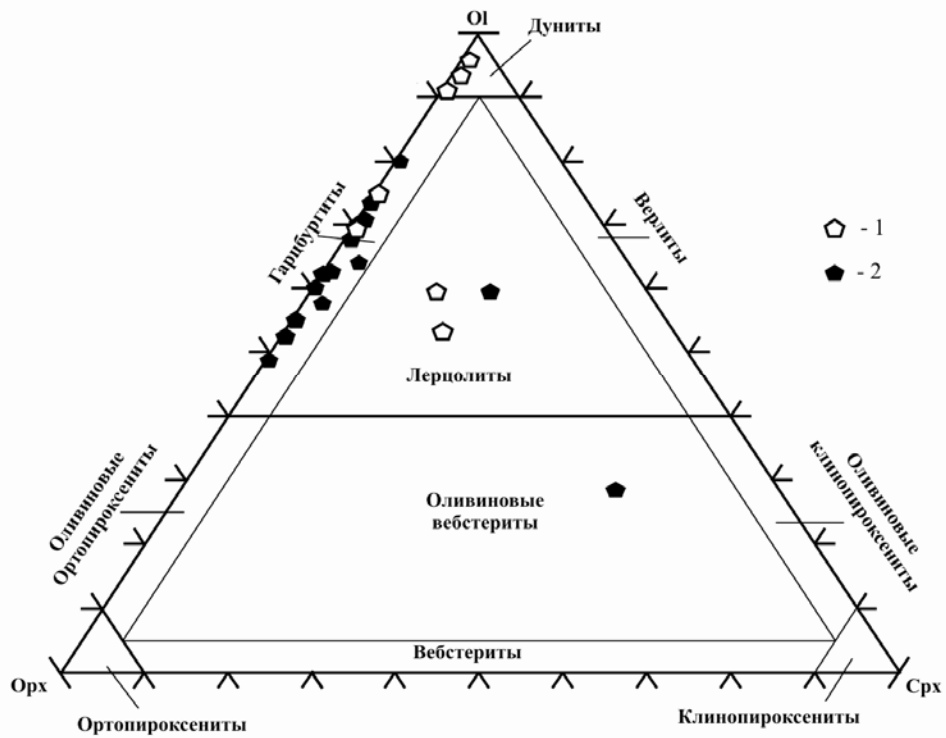


Рис. 45. Классификационная диаграмма Орх-ОI-Срх (нормативные составы) для пород райизско-войкарского дунит-гарцбургитового комплекса.

1 – Синотвожский массив; 2 – Хулгинский массив.

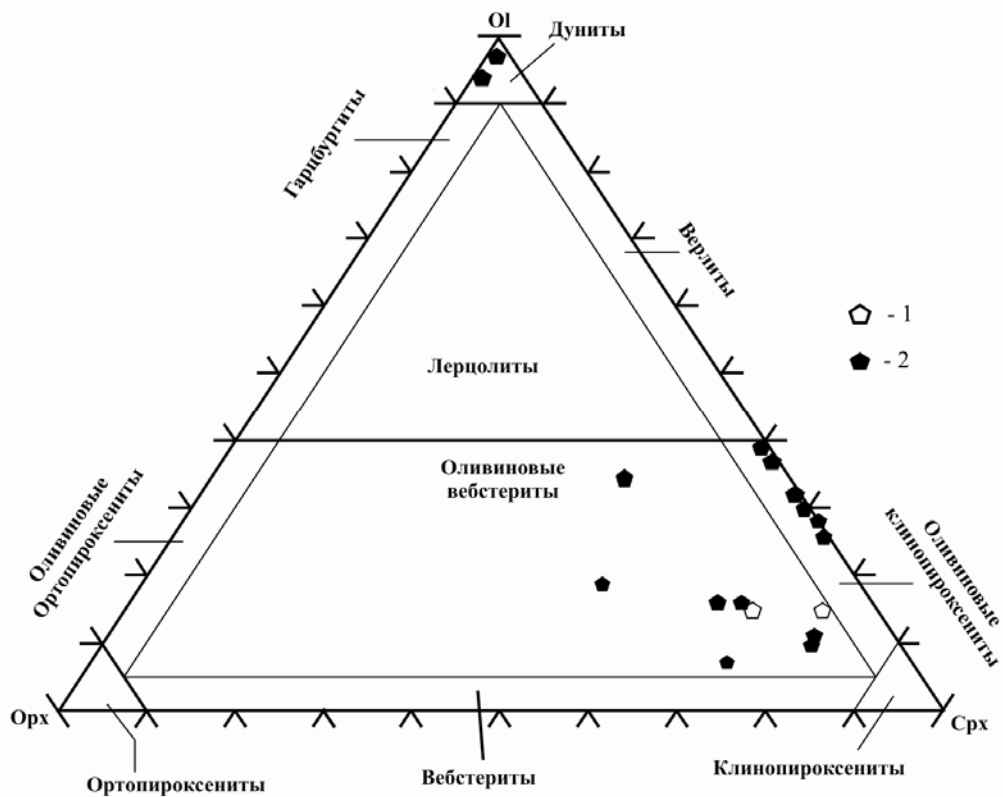


Рис. 46. Классификационная диаграмма Орх-ОI-Срх (нормативные составы) для пород ультраосновного состава и основных ультрамафитов кэрсорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса.

1 – Синотвожский массив; 2 – Хулгинский массив.

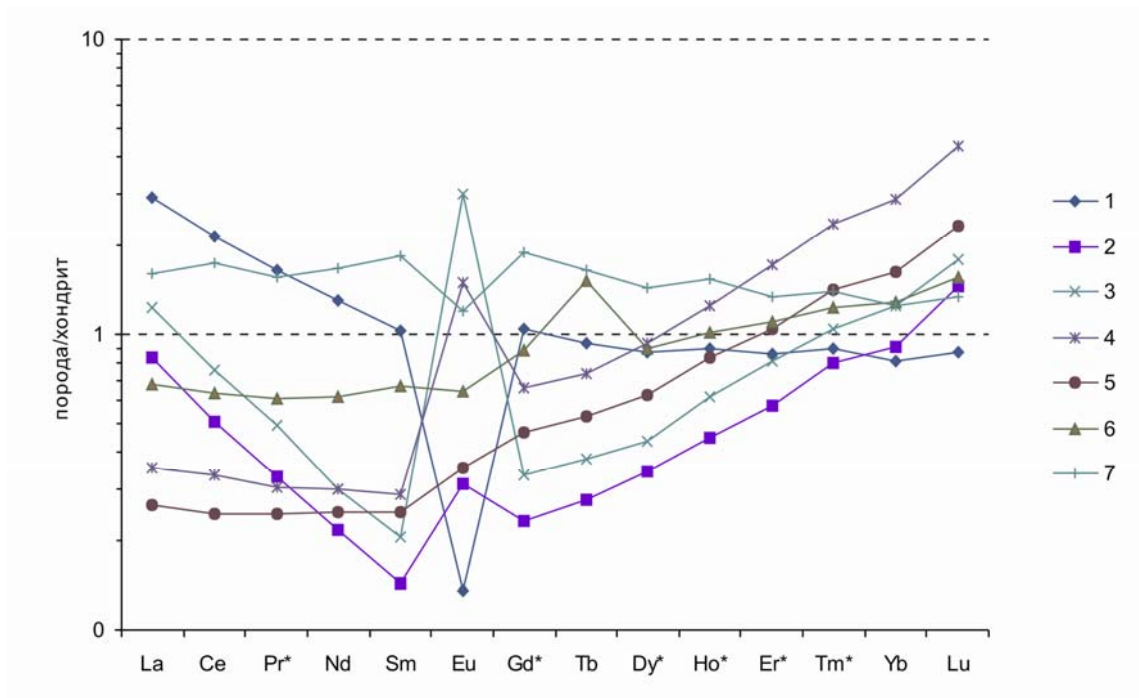


Рис. 47. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах райизско-войкарского и кэршорского комплексов.

Райизско-войкарский комплекс: Хулгинский массив: 1 – гарцбургит, 2 – дунит; 7 – оливниковый вебстерит. Синотвожский массив: 3 – дунит, 4 – гарцбургит, 5 – лерцолит. Кэршорский комплекс. Хулгинский массив: 6 – дунит.

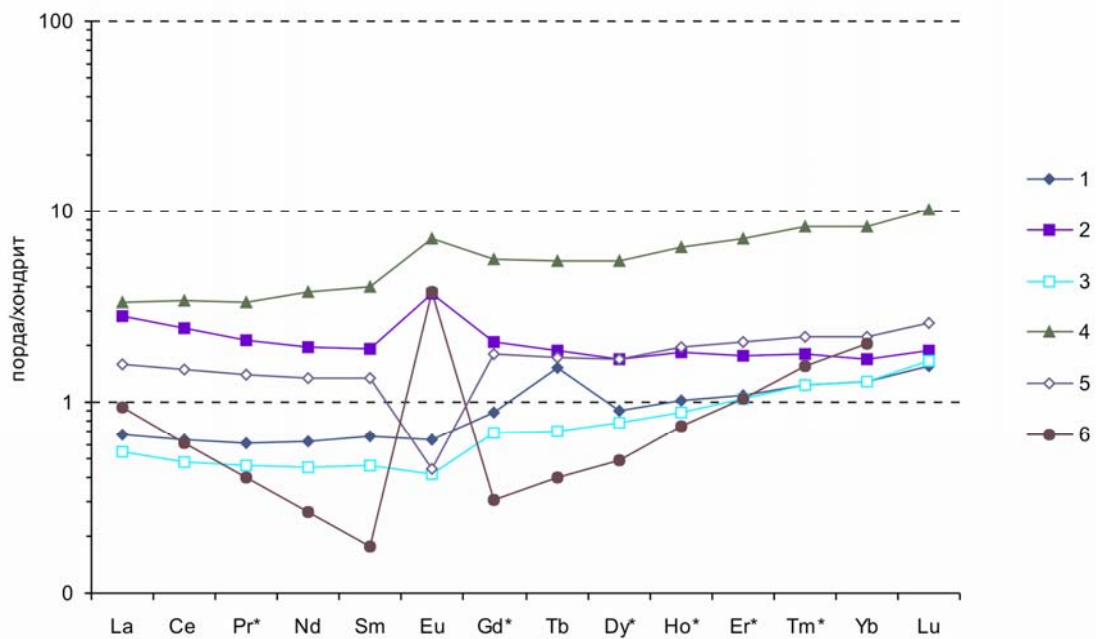


Рис. 48. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах кэршорского комплекса.

Хулгинский массив: 1 – дунит (линзы в клинопироксенитах), 2 – оливниковый вебстерит (поле клинопироксенитов), 3 – оливниковый вебстерит (тела в поле габброидов), 4 – оливниковый клинопироксенит (тела в поле габброидов). Синотвожский массив: 5 – оливниковый вебстерит (поле клинопироксенитов), 6 – оливниковый вебстерит (тела в поле габброидов).

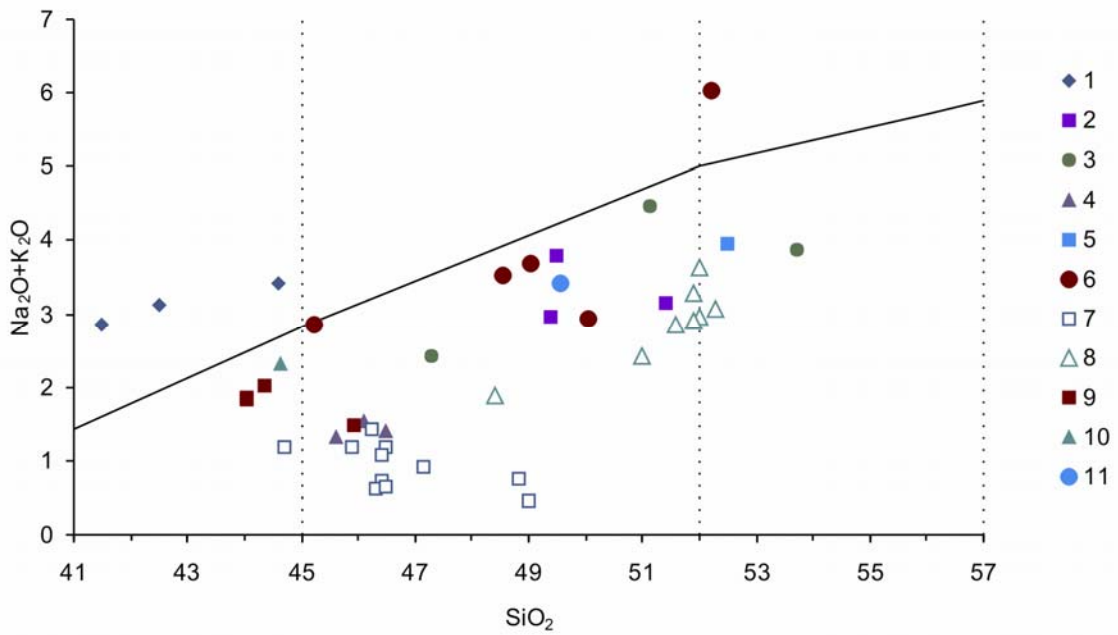


Рис. 49. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для габброидов второй фазы кэршорского комплекса.

Хулгинский массив: 1 – габбро, тектонический клин – девон-гипербазиты, 2 – габбро восточнее клина (основное поле габбро), р. Нядокота, 3 – габбро (основное поле габбро) типичное, р. Бол. Хосая, 4 – габбро (основное поле габбро), западная его часть, р. Бол. Хосая, 5 – дайка мелкозернистого габбро в основном поле габброидов, р. Бол. Хосая. Синотвожский массив: 6 – габбро мелкозернистое в клинопироксенитах, 7 – габбро мелкозернистое (основное поле габброидов). Район р. Мал. Хосая: 8 – габбронориты (главная разновидность), 9 – Габбро роговообманковое меланократовое мелко-среднезернистое, 10 – Габбро роговообманковое мезо-мланократовое средне-крупнозернистое, 11 – Габбро роговообманковое лейкократовое средне-крупнозернистое.

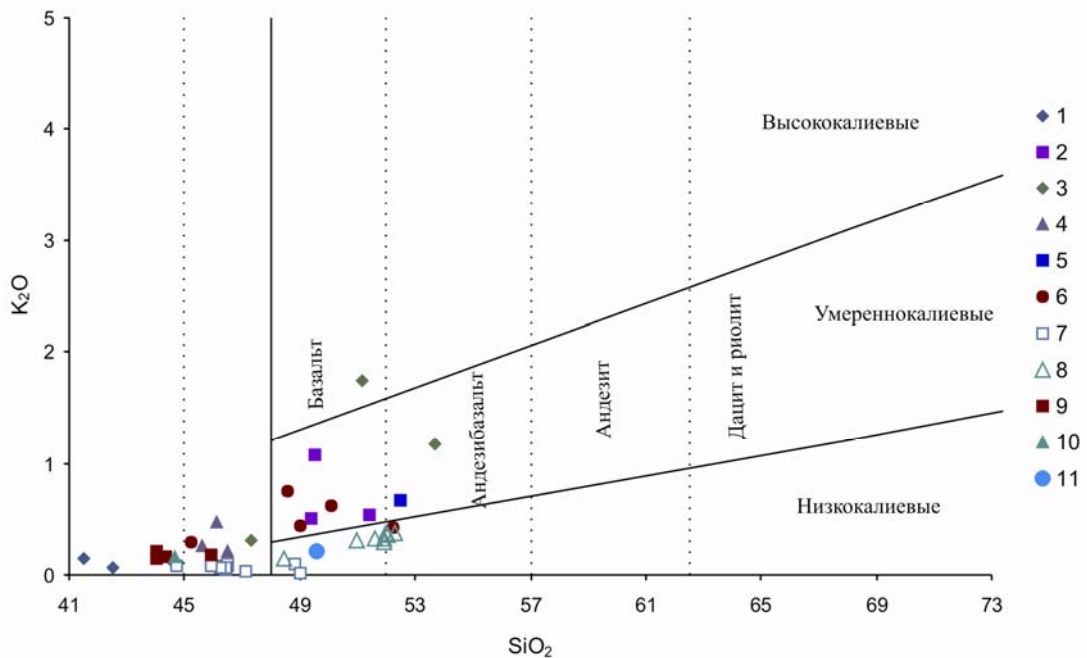


Рис. 50. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококальиевые. Кэршорский комплекс, вторая фаза.

Условные обозначения см. рис. 49.

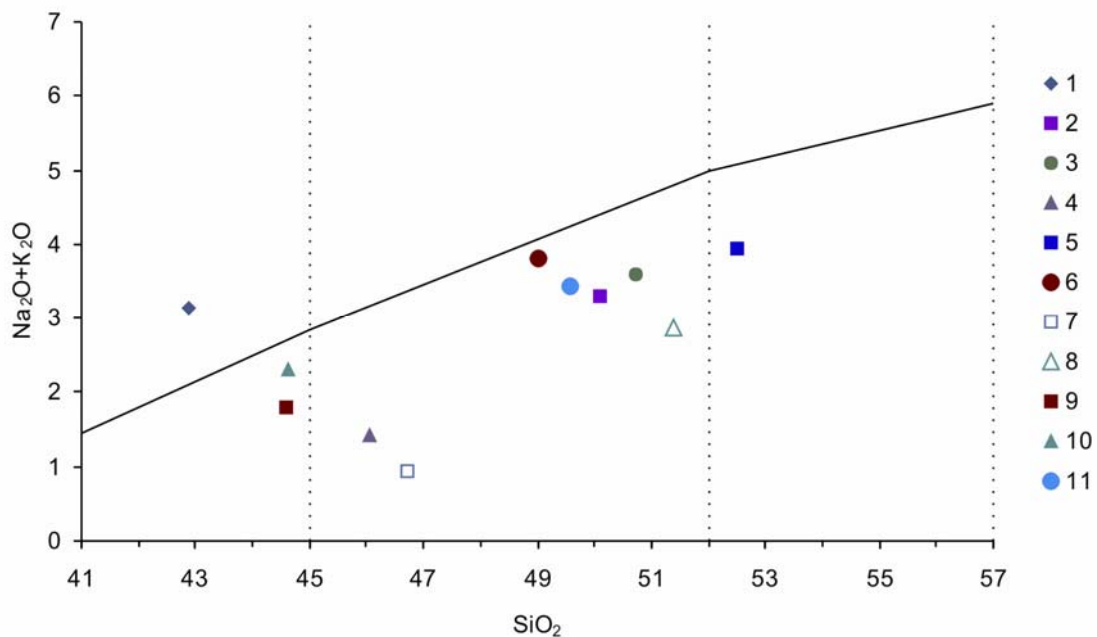


Рис. 51. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для габброидов второй фазы кэршорского комплекса. Средние составы.

Хулгинский массив: 1 – габбро, тектонический клин – девон-гипербазиты (3 ан.), 2 – габбро восточнее клина (основное поле габбро) (3 ан.), р. Нядокота, 3 – габбро (основное поле габбро) типичное, р. Бол. Хосая (3 ан.), 4 – габбро (основное поле габбро), западная его часть, р. Бол. Хосая (3 ан.), 5 – дайка мелкозернистого габбро в основном поле габброидов, р. Бол. Хосая (1 ан.). Синотвожский массив: 6 – габбро мелкозернистое в клинопироксенитах (5 ан.), 7 – габбро мелкозернистое (основное поле габброидов) (11 ан.). Район р. Мал. Хосая: 8 – габбронориты (главная разновидность пород района) (8 ан.), 9 – габбро роговообманковое меланократовое мелко-среднезернистое (4 ан.), 10 – габбро роговообманковое мезо-меланократовое средне-крупнозернистое (1 ан.), 11 – габбро роговообманковое лейкократовое средне-крупнозернистое (1 ан.).

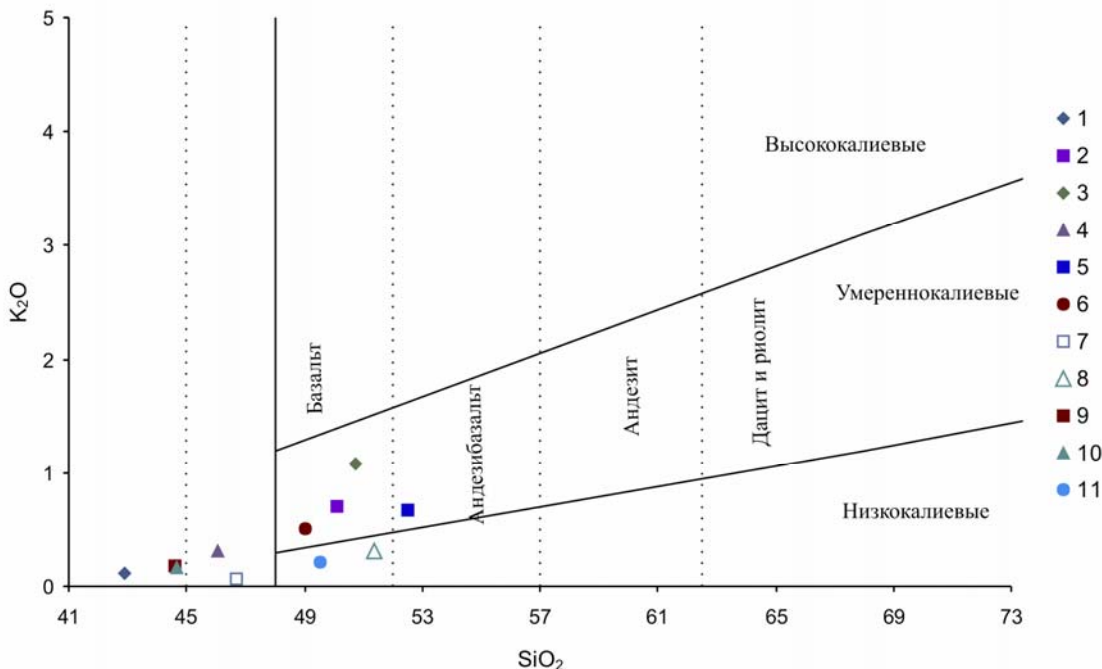


Рис. 52. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококальциевые. Кэршорский комплекс, вторая фаза. Средние составы.

Условные обозначения см. рис. 51.

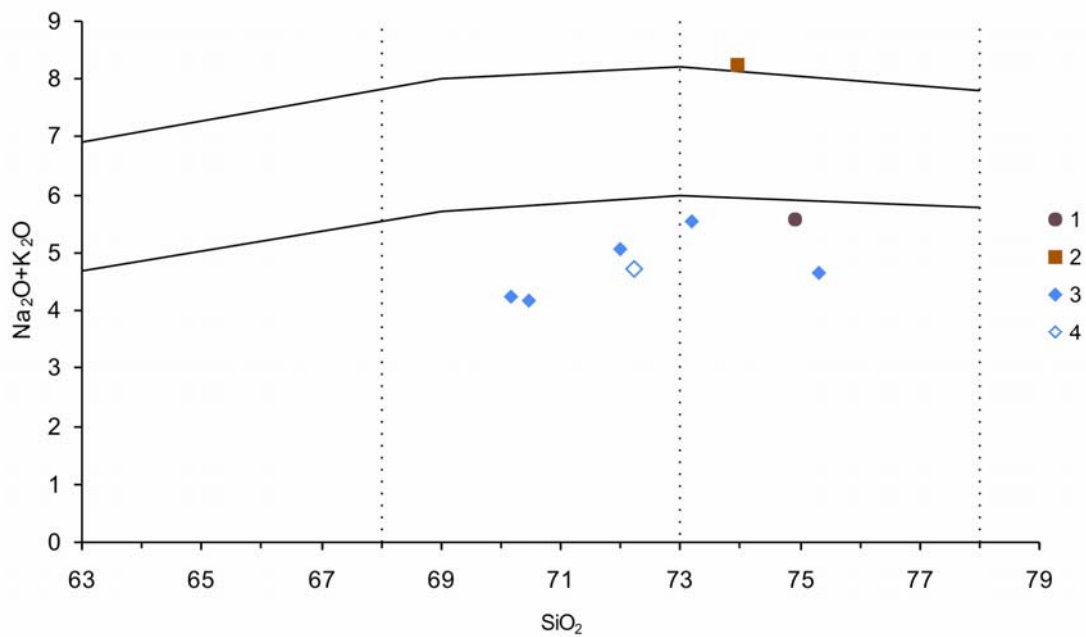


Рис. 53. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для пород кислого состава второй фазы кэршорского комплекса.

Хулгинский массив: 1 – плагиогранит, 2 – умереннощелочной гранит. Синотвожский массив: 3 – плагиограниты и лейкоплагиограниты, 4 – средний состав плагиогранитов и лейкоплагиогранитов.

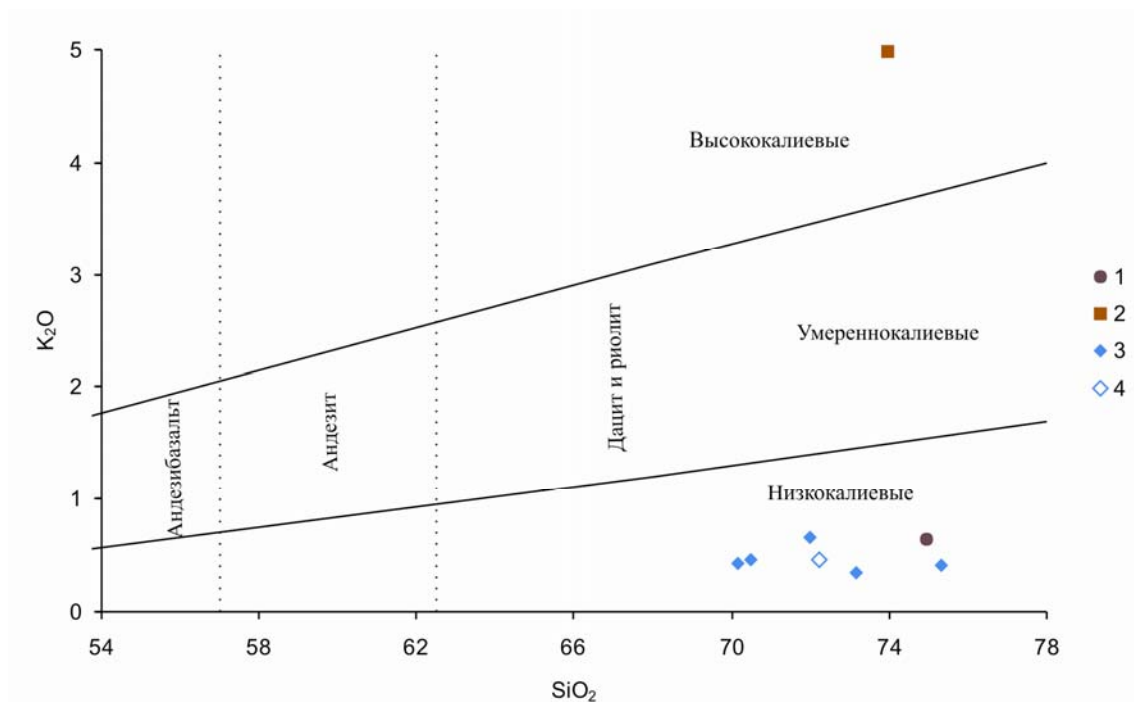


Рис. 54. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалиевые. Кэршорский комплекс, вторая фаза, породы кислого состава.

Условные обозначения см. рис. 53.

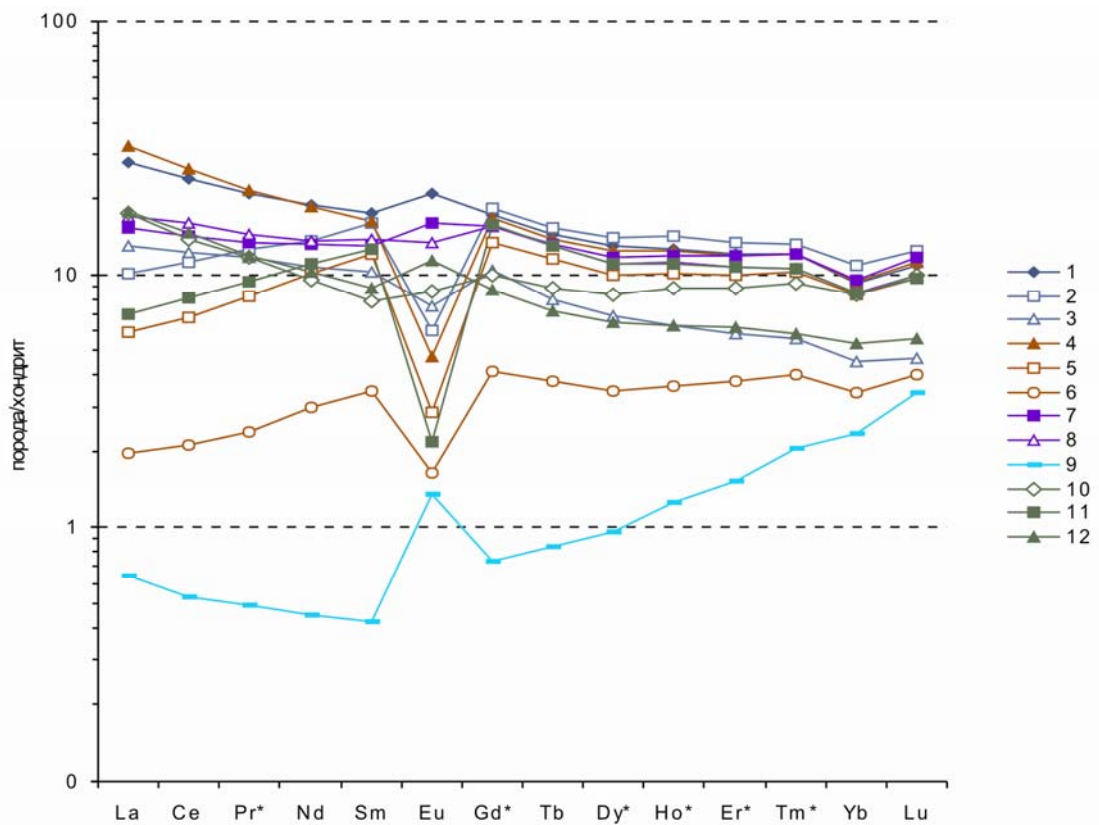


Рис. 55. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в габброидах второй фазы кэршорского комплекса.

Хулгинский массив: 1–3 – габбро (южная часть массива), 4–6 – габбро (основное поле габброидов, р. Бол. Хосая); Синотвожский массив: 7, 8 – габбро мелкозернистое (тела в поле клинопироксенитов), 9 – габбро мелкозернистое (основное габброидное поле). Габброиды р-на р. Мал. Хосая: 10 – габбронориты, 11 – габбро роговообманковое меланократовое мелко-среднезернистое, 12 – габбро роговообманковое лейкократовое средне-крупнозернистое.

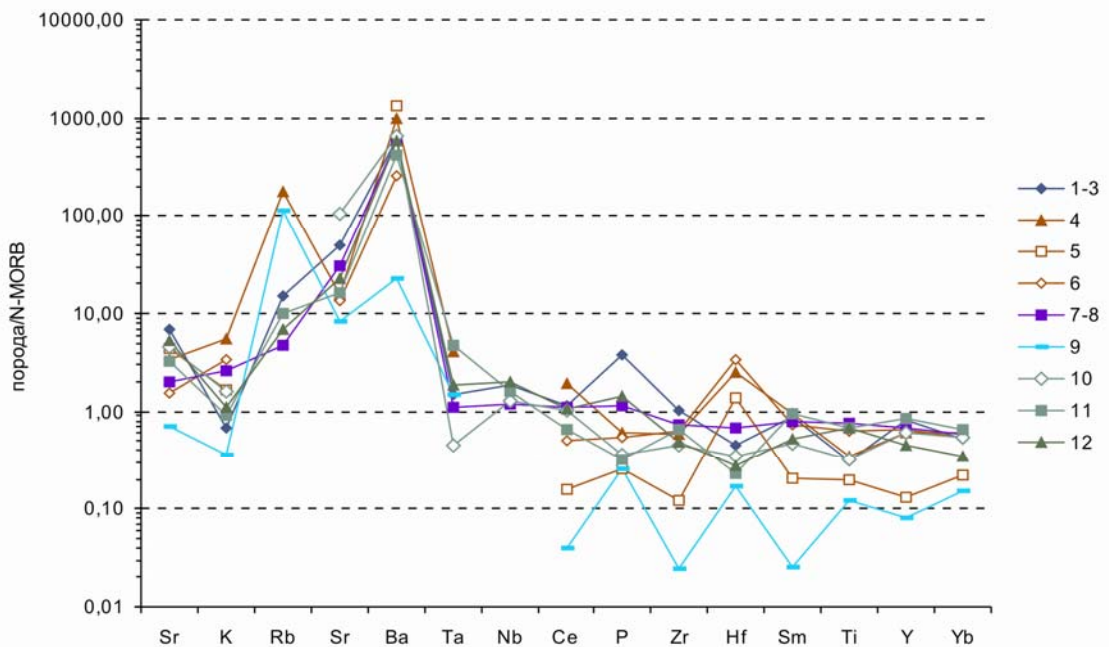


Рис. 56. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для габброидов второй фазы кэршорского комплекса. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

Условные обозначения см. рис. 55.

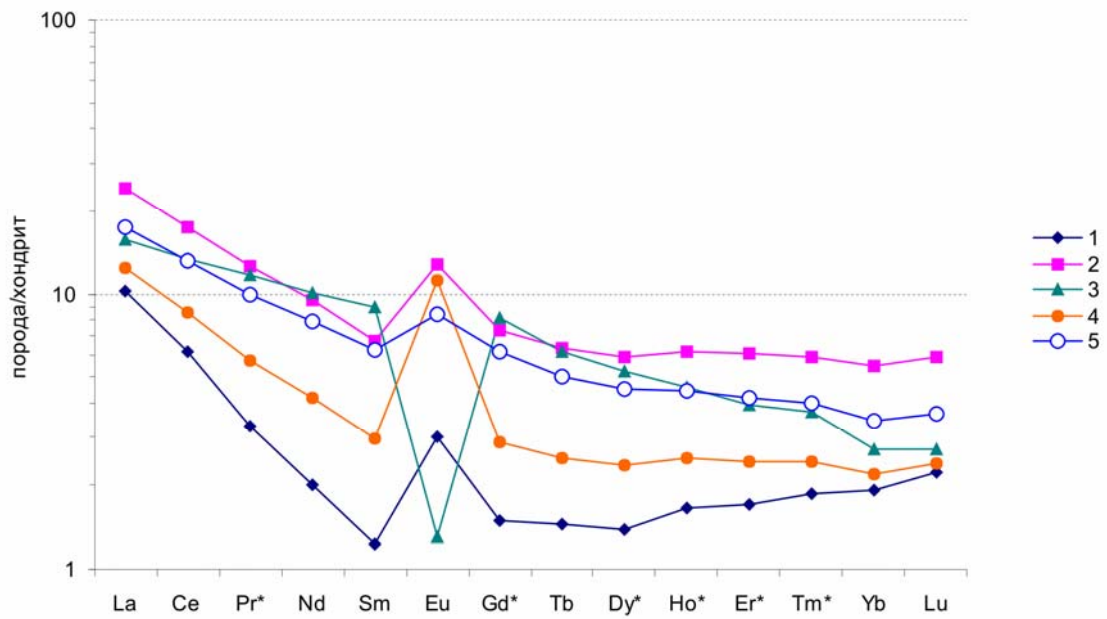


Рис. 57. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах кислого состава второй фазы кэршорского комплекса.

Хулгинский массив: 1 – умереннощелочной лейкогранит. Район р. Мал. Хосая: 2–4 – плагиограниты и лейкоплагиограниты, 5 – средний плагиогранит и лейкоплагиогранит (3 ан.).

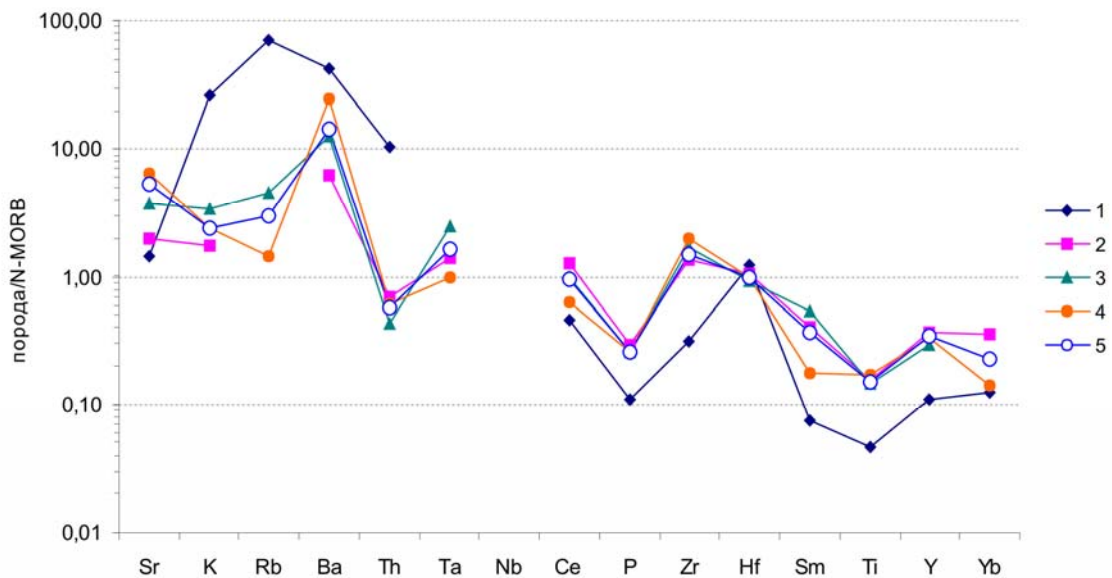


Рис. 58. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород кислого состава второй фазы кэршорского комплекса. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

Хулгинский массив: 1 – умереннощелочной лейкогранит. Район р. Мал. Хосая: 2–4 – плагиограниты и лейкоплагиограниты, 5 – средний плагиогранит (3 ан.).

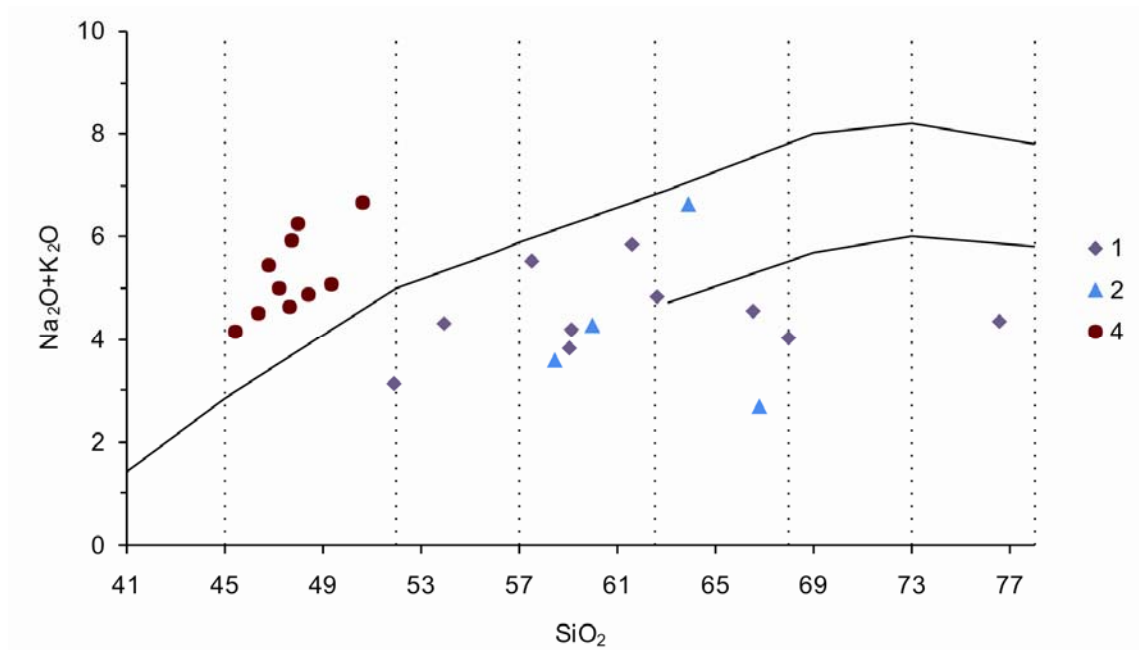


Рис. 59. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для вулканитов галактионовской свиты, галактионовских субвулканических образований и пород эрепшорского комплекса.

1 – галактионовская свита, 2 – галактионовские субвулканические образования, 3 – габбро-долериты эрепшорского комплекса.

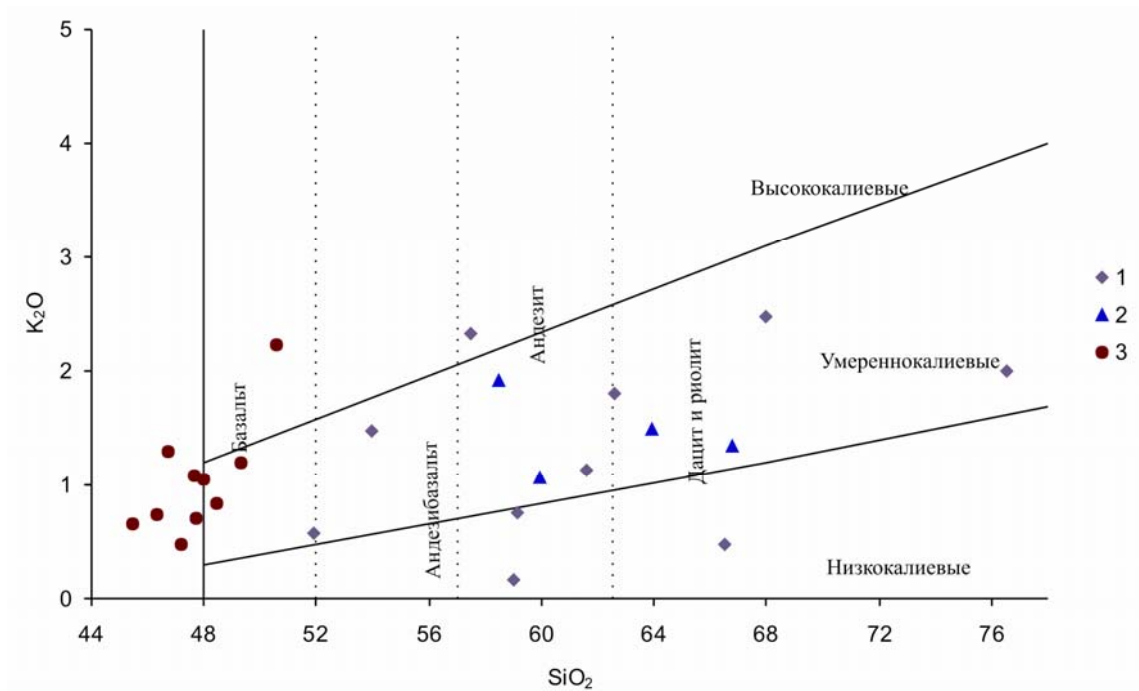


Рис. 60. Диаграмма для подразделения базальтов (с SiO_2 больше 48 %), андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов на низко-, умеренно- и высококалиевые. Галактионовская свита, галактионовские субвулканические образования, габбро-долериты эрепшорского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 59.

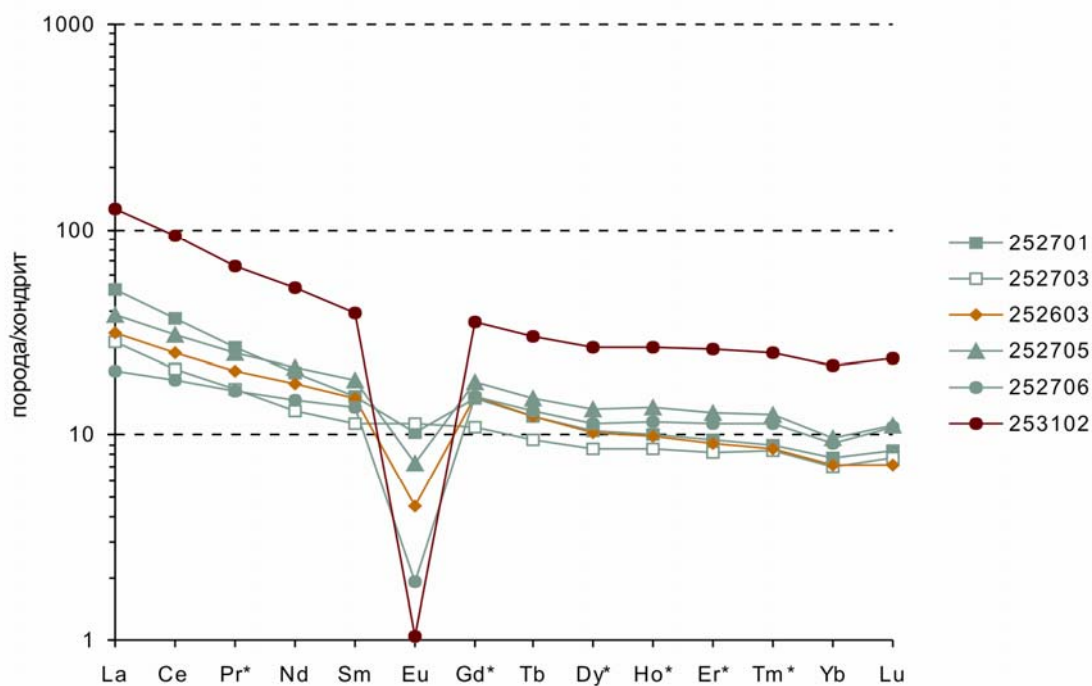


Рис. 61. Нормированные по хондриту [Boynon, 1984] содержания REE в вулканитах галактионовской свиты.

252603 – дацит, 252701, 252705, 252706 – андезиты, 252703 – туф среднего состава, 253102 – туф пепловый плагиориодацита.

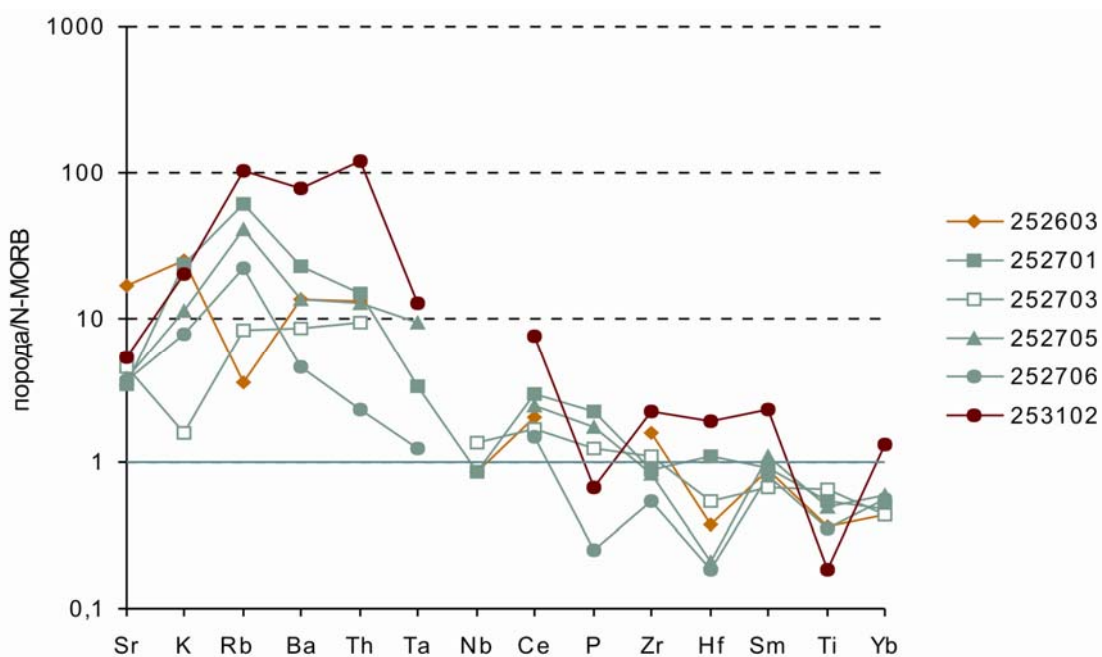


Рис. 62. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для вулканитов галактионовской свиты. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

252603 – дацит, 252701, 252705, 252706 – андезиты, 252703 – туф среднего состава, 253102 – туф пепловый плагиориодацита.

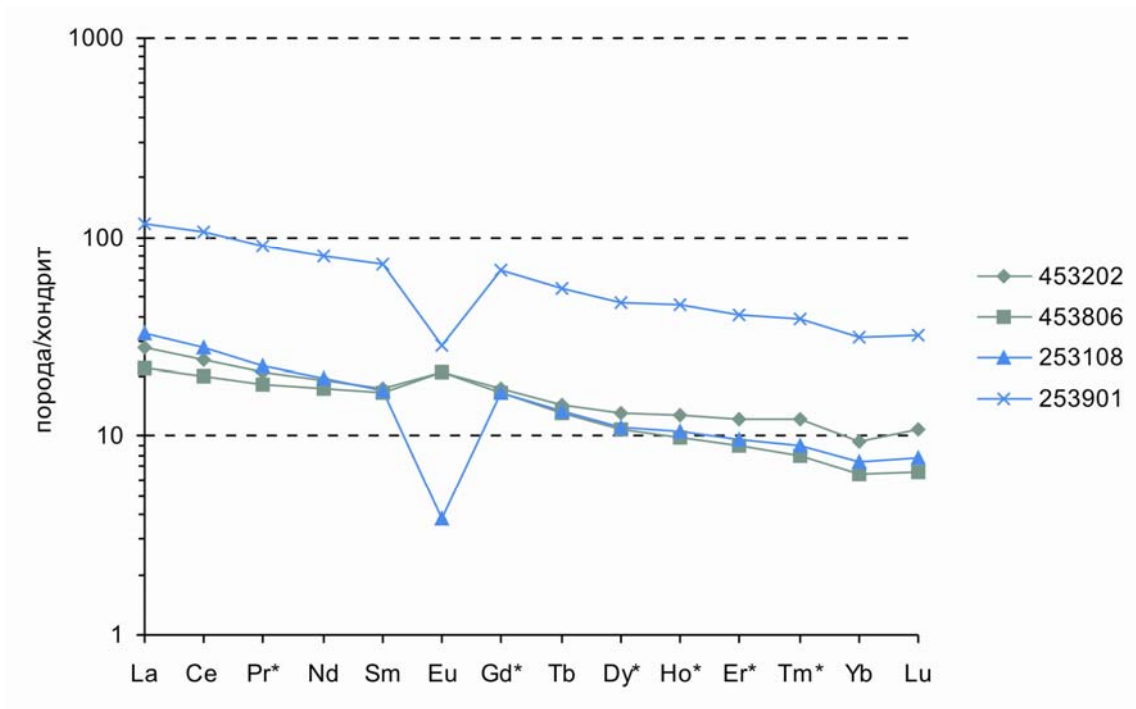


Рис. 63. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] содержания REE в породах эрепшорского комплекса.

453202, 453806 – габбро-долериты с керсутитом; 253108, 253901 – габбро-долериты без керсутита.

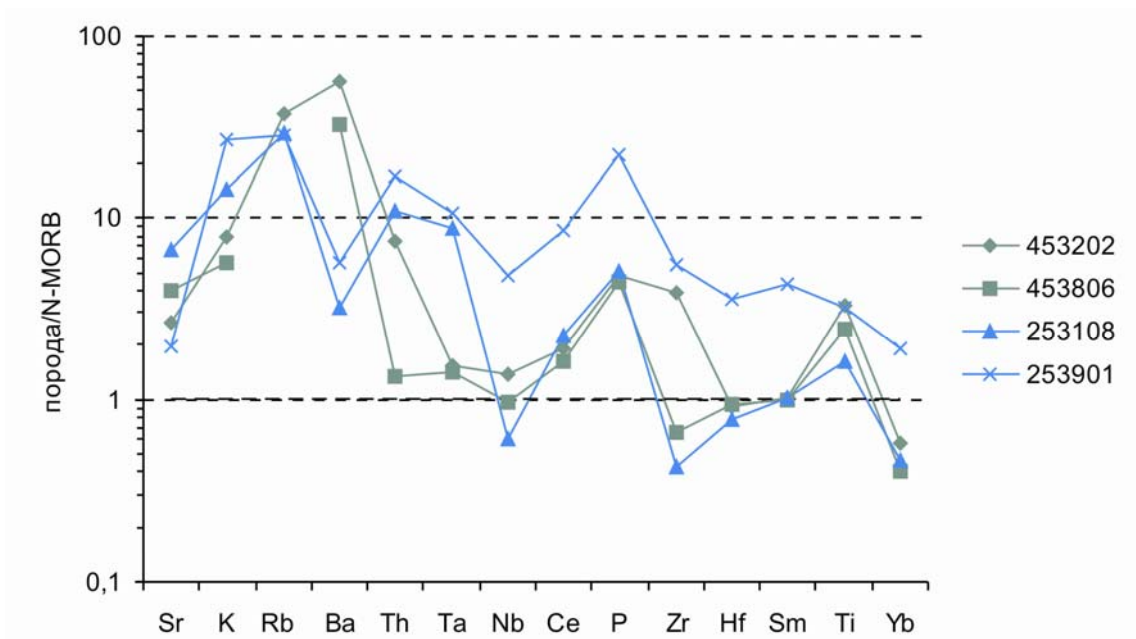


Рис. 64. Мультиэлементная нормализованная диаграмма для пород эрепшорского комплекса. Элементы нормированы по N-MORB [Pearce et. al, 1982].

453202, 453806 – габбро-долериты с керсутитом; 253108, 253901 – габбро-долериты без керсутита.

Характер распределения редкоземельных элементов в магматических образованиях Тынаготской площади

Верхнесаблегорская подсвита

Кислые вулканы в составе верхнесаблегорской подсвиты имеют достаточно высокие содержания REE при средней степени их фракционирования ($La_N/Yb_N - 6,55$ (4,17–9,03) с некоторым обогащением легких элементов (LREE) (прил. 12, рис. 1), при этом отмечается явно выраженная отрицательная Eu аномалия ($Eu_N/Eu_N^* - 0,37$). Отношение ($Gd_N/Yb_N - 1,96$) указывает на отсутствие значительного обеднения тяжелыми элементами (HREE) относительно промежуточных (MREE). Они также характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (содержания Sr находятся на уровне N-MORB или ниже) (прил. 12, рис. 2).

Высокозарядные элементы (HFSE) Th, Ta, Nb, Hf, Zr, Y также занимают более высокий уровень, исключая P и Ti, уровень содержаний которых значительно ниже. Содержания REE, как легких, так и тяжелых в риолитах выше чем в N-MORB (прил. 12, рис. 2).

Гнейсы обогащены LREE ($La_N/Yb_N - 5,62$), характеризуются значительным Eu-минимумом ($Eu_N/Eu_N^* - 0,35$). Распределение HREE носит ровный характер, с некоторым уменьшением содержаний наиболее тяжелых элементов ($Gd_N/Yb_N - 1,69$) (прил. 12, рис. 4).

Породы подсвиты характеризуются повышенными по отношению к N-MORB таких высокозарядных элементов как Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Th и резко пониженными – Ti. Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) Rb, Ba также выше, чем в N-MORB, исключение составляет Sr (прил. 12, рис. 5), характеризующийся пониженными значениями.

Породы моллюдовожского комплекса

Первая фаза

Содержания всех LREE, кроме Ce, существенно ниже кларков ($Kk - 0,2-0,6$). Содержания Ce, Eu, всех промежуточных и тяжелых REE превышают кларки или соответствуют им, наиболее высокие содержания у Ce, Dy и Tm ($Kk - 2,5-2,9$).

В андезибазальтах содержания Se ($Kk - 48,4$) также очень резко превышают кларк. Значительно превышают кларк содержания Cs ($Kk - 7,6$). Существенно превышают кларки содержания Y, Zr, As, Th, U, Hf, ($Kk - 2,2-4,4$). Превышают кларки содержания Rb, Ba, Sc ($Kk - 1,1-1,8$). Примерно на уровне кларков находятся содержания Nb и Ta ($Kk - 0,9$). Существенно ниже кларков содержания Sr, Co, Zn ($Kk - 0,5-0,6$). Очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Cr, Sb, Br ($Kk - 0,1-0,4$).

Содержания всех REE превышают кларки, для большинства элементов Kk колеблется от 1,1 до 2,0. для таких элементов как Eu, Dy, Er, Tm эти колебания находятся в пределах 2,5–4,0. Наибольшей величиной Kk характеризуется Ce ($Kk - 15,5$).

Кривая распределения REE в базальтах покровной фации практически горизонтальна оси X ($La_N/Yb_N - 1,13$) и указывает на отсутствие дифференциации в составе REE (прил. 12, рис. 7), при этом отмечается отсутствие Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* - 1,02$). Отношения La_N/Sm_N (1,00) подтверждают отсутствие дифференциации LREE, а отношение Gd_N/Yb_N (1,30) формально указывает на слабое деплетирование наиболее тяжелых REE по отношению к наиболее легким из HREE, но если проанализировать кривую распределения (прил. 12, рис. 7), то практически этого не наблюдается. Такой тип распределения REE характерен для толеитовых серий.

По характеру распределения REE и их абсолютным и нормированным содержаниям базальты покровной фации первой фазы моллюдовожского комплекса обладают очень большим сходством с базальтами погурейской свиты и, вместе с последними, близки к MORB (прил. 12, рис. 7).

Средний состав андезибазальтов покровной фации первой фазы моллюдовожского комплекса по характеру распределения REE, их абсолютными и нормированными содержаниями значительно отличается от базальтов этой же фации. Кривая имеет отрицательный наклон. Отношение La_N/Yb_N (6,15) указывает на существенное деплетирование HREE по отношению к LREE. Отношение La_N/Sm_N (3,17) указывает на среднюю степень деплетирования промежуточных REE по отношению к LREE. В правой части кривая имеет пологий отрицательный наклон (отношение $Gd_N/Yb_N - 1,74$), указывающий на незначительное деплетирование HREE по отношению к промежуточным REE. Отношение ($Eu_N/Eu_N^* - 1,08$) указывает на отсутствие Eu аномалии.

Сравнение пород основного состава различных комплексов, представленных в пределах рассматриваемой площади и на сопредельных территориях, по REE, показало, что андезибазальты

по абсолютному содержанию этих элементов наиболее близки к габбро Лемвинского массива, представляющего первую фазу лемвинского габбро-гранитного комплекса; существенно ниже, при подобном характере распределения, находятся содержания REE в долеритах субвулканической фации первой фазы моллюдвожского комплекса и габбро-долеритах Воргавожского массива, представляющие, как и габбро Лемвинского массива, первую фазу лемвинского комплекса (прил. 12, рис. 7).

Базальты характеризуются повышенными по отношению к N-MORB содержаниями таких крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (прил. 12, рис. 8), при этом их содержания являются наиболее низкими по отношению ко всем породам основного состава площади, кроме базальтов погурейской свиты. Отличие здесь в очень низких содержаниях K в последних. Содержания Sr в базальтах моллюдвожского комплекса находятся на уровне N-MORB. Содержания всех высокозарядных элементов (HFSE), включая REE, находятся примерно на уровне N-MORB, за исключением Ti, содержания которого заметно выше. По уровню содержаний HFSE к базальтам моллюдвожского комплекса также наиболее близки базальты погурейской свиты.

Андезибазальты характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями таких LILE K, Rb, Ba и повышенными содержаниями Sr (прил. 12, рис. 8), при этом их содержания являются одними из наиболее высоких среди пород основного состава площади, наряду с габбро-долеритами Воргавожского массива и габбро Лемвинского массива, представляющих первую фазу лемвинского габбро-гранитного комплекса. Содержания высокозарядных элементов, включая REE, также превышают их содержания в N-MORB, за исключением Ti, который находится на уровне N-MORB.

Как уже было сказано выше, по содержаниям рассматриваемых элементов-примесей андезибазальты существенно отличаются от базальтов покровной фации моллюдвожского комплекса в большую сторону. Это же относится и к габбро-долеритам субвулканической фации в отношении содержаний HFSE, сходство наблюдается только в отношении LILE, но в последних выше содержания Sr и существенно ниже – K.

Вторая фаза

Принципиально характер дифференциации REE для средних составов трахидацитов, трахириодацитов, риодацитов и риолитов, который иллюстрируют кривые распределения REE на графике (прил. 12, рис. 11), одинаков. Все четыре кривые имеют отрицательный наклон, указывающий на деплетирование HREE по отношению к LREE. Степень деплетирования примерно одинакова и существенна. Так, отношение $La_N/Yb_N = 7,67$ в трахидаците, $7,52$ – в трахириодаците, $8,09$ – в риодаците и $7,69$ – в риолите.

Трахидациты и риодациты имеют практически одинаковые содержания LREE. Наиболее высокие содержания LREE имеют риолиты. Кривые распределения этих элементов у трех видов пород подобны, на что указывают величины отношения $La_N/Sm_N = 3,43$ в трахидацитах, $3,02$ – в риодацитах, $3,36$ – в риолитах. Трахидациты, в целом, имеют наиболее низкие содержания LREE, но кривая распределения их на диаграмме косо сечет остальные кривые. Так, содержания La в трахидацитах равно содержанию его в риолитах, то есть, максимальному, а Sm – в трахидацитах и риодацитах – минимальному, что подтверждается и отношением $La_N/Sm_N = 4,12$, которое максимально из всех рассматриваемых здесь видов пород. Характер дифференциации HREE в принципе аналогичен таковому для LREE. Также отмечается подобие кривых распределения для трахидацитов ($Gd_N/Yb_N = 1,96$) и риолитов ($Gd_N/Yb_N = 2,03$). Риолиты имеют наиболее высокие содержания HREE. Кривая распределения HREE в трахириодацитах также косо сечет остальные кривые, с той лишь разницей, что содержания Yd отвечают содержаниям его в трахидацитах и риодацитах (как наиболее низкие), а содержания Lu отвечают содержаниям его в риолитах (как наиболее высокие). На это указывает и отношение Gd_N/Yb_N в трахириодацитах ($1,75$), самое низкое из рассматриваемых пород покровной фации. Риодациты также несколько отличаются от трахидацитов и риолитов более резко выраженным деплетированием наиболее тяжелых из HREE ($Gd_N/Yb_N = 2,40$).

Трахириолиты и риодациты имеют практически равные, средней величины, отрицательные Eu аномалии – $Eu_N/Eu_N^* = 0,50$ в трахидацитах и трахириодацитах, $0,42$ – в риолитах. Несколько меньшую отрицательную аномалию имеют риодациты – $0,60$.

Средний состав покровной фации второй фазы, отвечающий риолиту, характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (содержания Sr находятся на уровне N-MORB) (прил. 12, рис. 12). Высокозарядные элементы (HFS) также находятся на более высоком уровне (Th, Ta, Nb, Hf, Zr), исключая P и Ti, уровень содержания которых существенно ниже. Содержания Y находятся незначительно выше уровня N-MORB. Содержания REE (легких, промежуточных и части тя-

желых) в среднем составе покровной фации выше чем в N-MORB, особенно это характерно для легких.

Средний состав по набору LILE и HFSE наиболее близок к трахириолитам субвулканической фации. Существенные отличия отмечаются только в более высоком содержании Nb в среднем составе. От риодацитов субвулканической фации отличия более существенные, это значительно более низкие содержания в последних K, Rb, Ta, Nb.

Молюдвожские субвулканические образования

Первая фаза

Кривая распределения REE в габбро-долеритах комплекса имеет отрицательный наклон ($La_N/Yb_N = 4,55$ (3,40–5,85)) и указывает на некоторое обеднение тяжелыми элементами (HREE) (прил. 12, рис. 7), при этом отмечается практическое отсутствие Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* = 0,95$ (0,94–0,97)). Отношения La_N/Sm_N (2,68) и Gd_N/Yb_N (1,64) указывают на большую степень дифференциации LREE по сравнению с промежуточными и тяжелыми REE.

Габбро-долериты субвулканической фации молюдвожского комплекса характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) Sr, K, Rb, Ba (прил. 12, рис. 8). Такие высокозарядные элементы (HFS) как Th, Ta, Nb также находятся на существенно более высоком уровне. Уровень содержаний P и Hf примерно отвечает таковому в базальтах N-MORB, а Zr, Ti и Y – ниже. Содержания LREE в габбро-долеритах существенно выше чем в N-MORB, MREE – несколько выше, а HREE – ниже.

Вторая фаза

Сравнивая содержания элементов-примесей в трахириолитах и риодацитах, можно сказать, что порядок или уровень содержаний для большинства из них по отношению к кларкам одинаков. Исключение составляют такие элементы как Ni, содержания которого в риодацитах превышают кларк в 15 раз, а в риолитах он отвечает кларку, а также Rb, Zn, Cu, Pb, содержания которых в трахириолитах выше, чем в риодацитах.

Порядок и уровень содержаний REE по отношению к кларкам в обеих разностях практически одинаков, о характере их распределения будет сказано ниже.

Принципиально характер дифференциации REE для средних составов субвулканических трахириолитов и риодацитов, который иллюстрируют кривые распределения REE на графике (прил. 12, рис. 13), одинаков. Обе кривые имеют отрицательный наклон, указывающий на деплетирование HREE по отношению к LREE.

Степень деплетирования примерно одинакова. Отношение $La_N/Yb_N = 5,65$ (5,48–5,90) в трахириолитах и 5,92 – в риодацитах. Трахириолиты и риодациты имеют практически одинаковые содержания наиболее легких из LREE – La и Ce, но в трахириолитах более высокие содержания Pr, Nd и Sm, что отражено в отношениях $La_N/Sm_N = 2,66$ (2,58–2,78) в трахириолитах и 3,49 – в риодацитах и, как следствие, более крутой наклон кривой распределения LREE у риодацитов. Правые части кривых распределения REE, характеризующие дифференциацию HREE, имеют слабый отрицательный наклон. Отношение $Gd_N/Yb_N = 1,93$ (1,98–1,85) в трахириолитах и 1,61 – в риодацитах указывает на большую степень деплетирования наиболее тяжелых из HREE в трахириолитах, чем в риодацитах, но это только за счет более высоких содержаний в первых наиболее легких из HREE – Gd и Tb, в то время как содержания остальных HREE в обоих рассматриваемых семействах практически равны.

Трахириолиты и риодациты имеют практически равные средней величины отрицательные Eu аномалии – $Eu_N/Eu_N^* = 0,41$ (0,37–0,44) в трахириолитах и 0,49 – в риодацитах.

Если сравнивать характеры распределения REE в вулканитах кислого состава площади, то характер дифференциации и содержания LREE практически идентичны у субвулканических риодацитов второй фазы молюдвожского комплекса, риолитов погурейской свиты района г. Кустосьиз и риолитов пожемского комплекса. Но характеры распределения HREE у указанных представителей различных комплексов различны (прил. 12, рис. 13, 14). Риолиты погурейской свиты района г. Кустосьиз имеют значительно более высокие содержания этих REE, а риолиты пожемского комплекса, наоборот, значительно более низкие, чем у риодацитов и трахириолитов молюдвожского комплекса. По характеру распределения HREE более всех близки риолиты погурейской свиты района р. Тыкотловы, но они характеризуются более низкими содержаниями LREE.

Риодациты и трахириолиты субвулканической фации молюдвожского комплекса характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (содержания Sr находятся на уровне N-MORB) (прил. 12, рис. 12). Высокозарядные элементы (HFS) также находятся на более высоком уровне (Th, Ta, Nb, Hf, Zr), исключая P и Ti, уровень содержания которых существенно ниже. Содержания Y находятся несколько выше уровня N-MORB. Содержания REE (легких, промежуточных и части

тяжелых) в кислых субвулканитах выше чем в N-MORB, особенно это характерно для легких.

В то же время, между трахириолитами и риодацитами отмечаются существенные отличия по уровню содержаний некоторых элементов из рассмотренных групп – LILE и HFSE. Трахириолиты содержат существенно больше таких LILE как K и Rb, они также характеризуются более высокими содержаниями Ta, представляющего группу высокозарядных элементов, но существенно более низкими содержаниями P и Ti из этой же группы.

Из вулканитов кислого состава различных комплексов, представленных на площади, к трахириолитам по рассматриваемым двум группам элементов наиболее близки риолиты пожемского комплекса. Отличия касаются содержаний Sg и Y, которые в первых значительно выше и Ba, содержания которого ниже (эти элементы представляют группу ILLE), а также высокозарядных элементов – Hf, содержания которого в трахириолитах также существенно выше, чем в риолитах пожемского комплекса (прил. 12, рис. 14).

Риодациты в большей степени отличаются от кислых вулканитов других комплексов площади по содержанию LILE и HFSE. В какой-то мере, при имеющихся различиях, отмечается их сходство с риолитами погурейской свиты района г. Кустьосьиз. В последних больше Rb, Ta, Nb и меньше Sr, P и Ti.

Балбаншорский комплекс метагаббровый

Кривая распределения REE амфиболитах апогабброидные практически горизонтальна оси X, с незначительным отрицательным наклоном ($La_N/Yb_N - 1,71$), что указывает на слабую дифференциацию REE вплоть до ее полного отсутствия в отдельных частных анализах (прил. 12, рис. 15), при этом отмечается присутствие слабой положительной Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* - 1,15$). Отношения $La_N/Sm_N (1,21)$ и $Gd_N/Yb_N (1,57)$ указывают на большую, хотя и незначительную степень дифференциации HREE по сравнению с LREE, но это связано с отрицательной «аномалией» Yb.

Сопоставление апогабброидных амфиболитов вендского комплекса с породами основного состава ряда комплексов площади по REE показало, что наиболее близки к ним базальты погурейской свиты. Кривые распределения у них подобны ($La_N/Yb_N - 1,83$; $La_N/Sm_N - 1,28$; $Gd_N/Yb_N - 1,57$; $Eu_N/Eu_N^* - 0,95$ в базальтах), но уровень содержаний REE в базальтах несколько ниже. Сходство наблюдается и с габбро-долеритами орангьюганско-лемвинского комплекса – такое же подобие кривых распределения, если не принимать во внимание отрицательную Eu аномалию у габбро-долеритов, но содержания REE в последних еще ниже, чем в базальтах. Приведенные на диаграмме кривые распределения REE в N-MORB и E-MORB, показывают на некоторое сходство амфиболитов в правой части графика с N-MORB, а в левой – с E-MORB.

Амфиболиты апогабброидные Балбаншорского комплекса метагаббрового характеризуются слабо повышенными по отношению к N-MORB содержаниями таких LILE K, Rb, Sg и значительно более высокими содержаниями Ba (прил. 12, рис. 17), Содержания таких высокозарядных элементов, как Th, Ta, существенно превышают их содержания в N-MORB, в меньшей степени это относится и к Nb. Содержания остальных HFSE ниже чем в N-MORB, за исключением P который находится на уровне N-MORB. Содержания REE, также относящихся к HFSE, проиллюстрировано выше, на диаграмме распределения REE (прил. 12, рис. 17). LREE резко превышают уровень N-MORB, находясь в «противофазе», а HREE – незначительно.

Николайшорский комплекс гнейсогранит-металейкогранитовый

По уровню содержаний REE гнейсограниты Хальмерьюского массива и апориолитовые гнейсы обнаруживают большое сходство. На диаграмме распределения REE, нормированных по хондриту (прил. 12, рис. 20), их графики подобны и близки по положению относительно уровня нормирования. Гнейсограниты Хальмерьюского массива отличаются несколько более низкими содержаниями LREE.

По содержаниям целого ряда элементов-примесей указанные породы также обнаруживают большое сходство. По ряду элементов отличия несут существенны или практически отсутствуют.

На мультиэлементной диаграмме (прил. 12, рис. 21) рассматриваемые гнейсограниты и апориолитовые гнейсы обнаруживают большое сходство. Они характеризуются примерно одинаковым обогащением крупноионными (LILE) и рядом высокозарядных (HFSE) литофильных элементов (K, Rb, Ba, Th, Ta, Ce) и, в меньшей степени Hf, Sm, Y, и обеднением некоторыми высокозарядными элементами (P и Ti) по сравнению с N-MOR, содержания Sg и Yb в обеих породах находятся примерно на уровне N-MORB. Отличаются гнейсограниты и апориолитовые гнейсы только содержаниями P, Nb и Zr, которые выше в гнейсогранитах Хальмерьюского массива.

Лемвинский комплекс эссексит-диорит-монцолейкогранитовый

Первая фаза

Кривые распределения REE (прил. 12, рис. 24) в диоритах и гранодиоритах имеют отрица-

тельный наклон, подобны и практически идентичны, что указывает как на сходный характер дифференциации REE, так и на их примерно равные содержания. Для тех и других отмечается значительное деплетирование HREE по отношению к LREE ($La_N/Yb_N - 7,57$ в диоритах и $8,3 (7,63-9,55)$ – в гранодиоритах).

Также, в обоих видах пород, отмечается примерно равное деплетирование MREE по отношению к LREE ($La_N/Sm_N - 3,65$ в диоритах и $3,35 (2,86-3,62)$ – в гранодиоритах) и HREE по отношению к MREE ($Gd_N/Yb_N - 1,95$ в диоритах и $2,28 (2,06-2,42)$ – в гранодиоритах).

Отмечается присутствие в рассматриваемых породах массива слабых отрицательных и практически идентичных Eu аномалий ($Eu_N/Eu_N^* - 0,94$ в диоритах и $0,92$ – в среднем составе гранодиоритов).

Диориты и гранодиориты Малотынаготского массива имеют близкие составы большинства LILE и HFSE и характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями таких крупноионных литофильных элементов как K, Rb и Ba и повышенными – Sr. (прил. 12, рис. 25). Превышают содержания в N-MORB такие высокозарядные элементы как Th, Nb, Zr, Hf, исключая Ta и Ti и Y, уровень содержания которых ниже чем в N-MORB. Содержания еще одного высокозарядного элемента – P, в диоритах незначительно выше, а в гранодиоритах – ниже чем в N-MORB.

Содержание всех LREE а также Eu, Gd и Tb в породах Малотынаготского массива выше, чем в N-MORB, особенно это относится к LREE. Содержания всех остальных HREE, особенно наиболее тяжелых – ниже. Это хорошо видно на прил. 12, рис. 24. Отличия диоритов и гранодиоритов заключаются в несколько большем содержании в первых P и Ti, а также Zr.

Воргавожский комплекс габбро-эссекитовый

Сопоставление характеров распределения REE в габбро-долеритах Воргавожского массива, гипабиссальных долеритах и покровных базальтах молюдвожского комплекса (последние непосредственно вмещают габбро-долериты массива), показало, что характеры распределения REE в породах молюдвожского комплекса практически идентичны (подобие кривых распределения на графике), но уровни содержаний REE в базальтах покровной фации выше, чем в долеритах субвулканической. Габбро-долериты отличаются от молюдвожских вулканитов более высокой степенью дифференциации REE (более крутой наклон графика).

Сопоставление габброидов Воргавожского и Лемвинского массива по характеру распределения REE показало, что характер их практически идентичен (графики подобны), но содержания REE в Воргавожском массиве составляют $0,7-0,8$ от содержаний их в габбро Лемвинского массива.

По ряду других элементов-примесей наблюдается следующая картина. Габброиды обоих массивов содержат примерно равные количества Co, Zn, Se, Th (отношение $0,9-1,1$ в ту или иную сторону). В габброидах Воргавожского массива выше содержания Rb, Sr, Sc, As, Ta, Zr (отношение $1,2-2,1$), ниже – Ni, U, Hf (отношение $0,8$), значительно ниже – Cs, Ba, Cr, Sb (отношение $0,4-0,5$).

Габбро-долериты Воргавожского массива характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (содержания Sr находятся немного выше уровня N-MORB) (прил. 12, рис. 8). Высокозарядные элементы (HFS) также находятся на более высоком уровне (Th, Ta, Nb, Hf, Zr, Y), исключая P, уровень содержания которого несколько ниже, и Ti, который находится практически на одном уровне с N-MORB. Содержания REE (легких, промежуточных и части тяжелых) в габброидах выше чем в N-MORB, особенно легких. Содержания Yb и Lu ниже, чем в N-MORB.

По уровню содержания и характеру распределения значительной части некогерентных элементов габброиды Воргавожского массива имеют большое сходство с габброидами лемвинского массива. Некоторые отличия, в меньшую сторону, по содержаниям Zr, Hf и упоминавшихся выше REE и более существенные, также в меньшую сторону, – Ba и P.

Вулканиты погурейской свиты

Вулканиты основного состава характеризуются низкими содержаниями REE по сравнению с молюдвожскими базальтами покровной фации и их гипабиссальными долеритами, а также по сравнению с габбро-долеритами Воргавожского массива. Особенно это относится к LREE. Степень фракционирования REE незначительная, кривая распределения нормированных к хондриту элементов почти параллельна оси X ($La_N/Yb_N - 1,83$), имея очень слабый отрицательный наклон в области LREE ($La_N/Sm_N (1,28)$), при этом отмечается практическое отсутствие Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* - 0,95$). Отношения $Gd_N/Yb_N (1,57)$ указывают на одинаково слабую степень дифференциации HREE. Из указанных выше базальтоидов и габброидов различных комплексов площади базальты наиболее близки к долеритам молюдвожского комплекса, но только по уровню содержаний HREE. По уровню содержаний и характеру дифференциации MREE и

HREE базальты погурейской свиты практически идентичны базальтам N-MORB, а по уровню содержаний и характеру дифференциации LREE – базальтам E-MORB.

Для вулканитов кислого состава в районе г. Кустосъиз распределение REE имеет следующий характер. Фракционирование REE отмечается для LREE и практически отсутствует HREE. Кривая распределения нормированных к хондриту элементов имеет отрицательный наклон в левой части ($La_N/Sm_N - 3,31 (2,39-4,67)$) и практически параллельна оси X в правой ($Gd_N/Yb_N - 1,22 (0,84-1,54)$) (прил. 12, рис. 13). Отношение $La_N/Yb_N - 3,96 (2,39-5,16)$ указывает на некоторое обеднение HREE по отношению к LREE, но уровень содержаний HREE очень высок по сравнению с породами кислого состава различных комплексов площади. Отмечается присутствие отрицательной Eu аномалии средней величины ($Eu_N/Eu_N^* - 0,38 (0,33-0,52)$).

Вулканиты кислого состава района г. Кустосъиз характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (содержания Sr находятся ниже уровня N-MORB) (прил. 12, рис. 14). Высокозарядные элементы (HFS) также находятся на более высоком уровне (Th, Ta, Nb, Hf, Zr), исключая P и Ti, уровень содержания которых существенно ниже. Содержания Y находятся на одном уровне с N-MORB. Содержания REE (легких, промежуточных и части тяжелых) в риолитах выше чем в N-MORB, особенно легких.

Для вулканитов района р. Бол. Тыкотлова распределение REE имеет характер аналогичный характеру распределения в риолитах района г. Кустосъиз (прил. 12, рис. 13). Фракционирование REE отмечается для LREE и практически отсутствует у HREE. Кривая распределения нормированных к хондриту элементов имеет отрицательный наклон в левой части ($La_N/Sm_N - 2,99 (2,97-3,00)$) и практически параллельна оси X в правой ($Gd_N/Yb_N - 1,21 (0,90-1,49)$). Отношение $La_N/Yb_N - 3,60 (2,44-4,64)$ указывает на некоторое обеднение HREE по отношению к LREE, но уровень содержаний HREE очень высок по сравнению с породами кислого состава различных комплексов площади. Отмечается присутствие значительной отрицательной Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* - 0,15 (0,13-0,14)$). Как уже было сказано выше по характеру распределения REE риолиты Кустосъиза и Тыкотловы аналогичны, графики их подобны. Отмечается несколько повышенное содержание всех REE в риолитах Кустосъиза по сравнению с риолитами района р. Бол. Тыкотлова. В последних отмечается более значительная отрицательная Eu аномалия.

Вулканиты кислого состава района р. Бол. Тыкотлова характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (содержания Sr находятся значительно ниже уровня N-MORB) (прил. 12, рис. 14). Высокозарядные элементы (HFS) также находятся на более высоком уровне (Th, Ta, Nb, Hf, Zr), исключая P и Ti, уровень содержания которых существенно ниже. Содержания Y несколько ниже уровня N-MORB. Содержания всех REE (легких, промежуточных и тяжелых) в риолитах района Тыкотловы выше чем в N-MORB, особенно это относится к LREE. Исключение составляет Eu.

По характеру распределения LILE и HFSE риолиты Кустосъиза и Тыкотловы обнаруживают существенное сходство. Во вторых выше содержания таких высокозарядных элементов как Nb и Y.

Орангьюганско-лемвинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный

Габбро-долериты комплекса характеризуются низкими содержаниями REE (превышение содержаний в хондрите в частных анализах колеблется от 7 до 30) и слабой их дифференциацией (прил. 12, рис. 41, 43). Степень фракционирования REE незначительная, кривая распределения нормированных к хондриту элементов почти параллельна оси X ($La_N/Yb_N - 1,40 (1,22-1,68)$). При этом следует отметить характерную закономерность для почти всех имеющихся анализов: для легких элементов кривая имеет слабый, но положительный наклон ($La_N/Sm_N - 0,97 (0,88-1,13)$), а для тяжелых – также слабый, но отрицательный наклон ($Gd_N/Yb_N - 1,64 (1,42-1,80)$). Характерной особенностью является наличие практически во всех частных кривых глубокой отрицательной Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* - 0,36 (0,24-0,83)$).

При одинаковом характере распределения REE в габбро-долеритах (подобие кривых на диаграмме), уровень содержаний существенно различается. По крайним членам – в 1,5 раза.

Габбро-долериты характеризуются слабо повышенными по отношению к N-MORB содержаниями таких LILE как Rb и Ba, содержания Sr и K находятся практически на уровне N-MORB (прил. 12, рис. 44). Содержания практически всех высокозарядных элементов находятся на уровне N-MORB, большей частью несколько ниже, меньшей – несколько выше, за исключением Y, содержания которого заметно ниже уровня N-MORB.

Содержания REE, также относящихся к HFSE, проиллюстрировано выше, на диаграмме распределения REE (прил. 12, рис. 41). LREE и Gd с Tb превышают уровень N-MORB, а все более

тяжелые HREE – ниже этого уровня.

Линия на графике распределения нормированных к хондриту элементов пикритов практически параллельна оси X в левой половине, характеризующей LREE ($La_N/Sm_N - 1,07$) и имеет слабый отрицательный наклон в правой, характеризующей распределение HREE ($Gd_N/Yb_N - 1,65$) (прил. 12, рис. 42). В целом же отмечается слабое деплетирование HREE по отношению к LREE ($La_N/Yb_N - 1,62$ ($1,01-1,87$)). При этом следует отметить то, что отдельные частные составы сохраняют характерную закономерность, отмеченную выше для габбро-долеритов. Это положительный наклон кривой в части легких элементов (проба 602205, кривая номер 3) ($La_N/Sm_N - 0,35$) и хорошо выраженный отрицательный – для HREE ($Gd_N/Yb_N - 2,92$). Характерной особенностью является наличие во всех частных кривых глубокой отрицательной Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* - 0,28$ ($0,07-0,56$)).

Пикриты, как и габбро-долериты, характеризуются слабо повышенными по отношению к N-MORB содержаниями таких LILE как Rb и Ba, как у габбро-долеритов, содержания K находятся практически на уровне N-MORB (прил. 12, рис. 44), но, в отличие от последних, характеризуются низкими содержаниями Sr, которые в 10 раз ниже уровня N-MORB. Уровень содержания и характер распределения практически всех высокозарядных элементов близок таковым в габбро-долеритах, исключая разве что Nb, содержания которого в пикритах выше, чем в габбро-долеритах.

Содержания REE, также относящихся к HFSE, проиллюстрировано на диаграмме распределения REE (прил. 12, рис. 43). Только La и Ce превышают уровень N-MORB, а все остальные элементы находятся ниже его уровня.

Подводя итог геохимической характеристике пород орангьюганско-лемвинского комплекса, следует отметить, что характер распределения REE в габбро-долеритах и пикритах идентичен (прил. 12, рис. 43). На это указывают и такие параметры как $La_N/Yb_N - 1,40$ в габбро-долеритах и $1,62$ – в пикритах; La_N/Sm_N – соответственно $0,97$ и $1,07$; $Gd_N/Yb_N - 1,64$ и $1,65$; $Eu_N/Eu_N^* - 0,36$ и $0,28$. Но уровень содержания всех REE в габбро-долеритах выше примерно в 1,5 раза. Что касается характера распределения и уровней содержания LILE и HFSE, то здесь отмечается сходство характера распределения элементов, так, в большинстве случаев, и сопоставимость их содержания. Отличие заключается лишь в более низких содержаниях Sr в пикритах.

Райизско-войкарский комплекс дунит-грацбургитовый плутонический

Хулгинский массив

Гарцбургиты. Кривая распределения REE в гарцбургитах Хулгинского массива (прил. 12, рис. 47) характеризуются отрицательным наклоном, указывающим на деплетирование HREE относительно LREE ($La_N/Yb_N - 3,57$), при этом, содержания LREE в них находятся на наиболее высоком уровне по отношению ко всем породам комплекса обоих массивов. В них отмечается средней степени деплетирование MREE по отношению к LREE ($La_N/Sm_N - 2,83$) и практическое отсутствие деплетирования HREE по отношению к MREE ($Gd_N/Yb_N - 1,28$). График в правой части имеет слабый отрицательный наклон, при этом, уровень содержания REE, более тяжелых чем Eu, находится ниже уровня хондрита. Следует отметить, что характер распределения REE в гарцбургитах Хулгинского массива не имеет ничего общего с распределением REE в гарцбургитах Синотвожского массива, а также с остальными гипербазитами обоих массивов.

Дуниты. Кривая распределения REE в дунитах Хулгинского массива, представленных в виде тел небольшой мощности в полях гарцбургитов (прил. 12, рис. 47), характеризуется V-образной формой, при практически равном отношении La и Yb ($La_N/Yb_N - 0,92$). Отмечается довольно значительное деплетирование MREE по отношению к LREE ($La_N/Sm_N - 5,84$) и обогащение HREE по отношению к MREE ($Gd_N/Yb_N - 0,25$). Дуниты характеризуются выраженной положительной Eu аномалией ($Eu_N/Eu_N^* - 1,72$). По характеру распределения REE дуниты из гарцбургитовых полей Хулгинского массива практически идентичны таковым в дунитовых телах из полей гарцбургитов Синотвожского массива, если не считать менее проявленную Eu аномалию. Кривые распределения подобны, а содержания REE в тех и других сопоставимы. Незначительно выше содержания всех REE в дунитовых телах Синотвожского массива (кроме Eu).

Оливиновые вебстериты. Кривая распределения REE в оливиновых вебстеритах Хулгинского массива, представленных в виде небольших тел в полях гарцбургитов (прил. 12, рис. 47), условно параллельна оси X, указывая, при этом, на превышение над содержаниями REE в хондрите в 1,5–2 раза. На несущественное деплетирование HREE по отношению к LREE указывают отношения La и Yb ($La_N/Yb_N - 1,30$). Отмечается также незначительное повышение доли MREE по отношению к LREE ($La_N/Sm_N - 0,87$) и незначительное деплетирование HREE по отношению к MREE ($Gd_N/Yb_N - 1,52$). Вебстериты характеризуются небольшой отрицательной Eu аномалией ($Eu_N/Eu_N^* - 0,64$).

Синотвожский массив

Кривая распределение REE в гарцбургитах Синотвожского массива (прил. 12, рис. 47) имеет положительный наклон ($La_N/Yb_N - 0,12$). Точнее, наблюдается некоторое подобие V-образной кривой, но дифференциация LREE практически отсутствует, и кривая в левой половине диаграммы практически параллельна оси X ($La_N/Sm_N - 1,24$). Явно выраженный положительный наклон кривой в правой части ($Gd_N/Yb_N - 0,23$) указывает на значительное обогащение HREE по отношению к MREE. В целом же, все LREE находятся на уровне, значительно ниже уровня содержаний их в хондрите; ниже этого уровня и часть MREE. Исключение составляет Eu, уровень содержаний его выше, и гарцбургиты характеризуются ярко выраженной положительной Eu аномалией ($Eu_N/Eu_N^* - 3,45$). Характер распределения REE в лерцолитах Синотвожского массива практически аналогичен таковому в гарцбургитах этого же массива. Кривые распределения подобны. Для сравнения: ($La_N/Yb_N - 0,16$) ($La_N/Sm_N - 1,05$) ($Gd_N/Yb_N - 0,28$). Исключение составляет практическое отсутствие в лерцолитах Eu аномалии ($Eu_N/Eu_N^* - 1,04$). Уровень же содержаний REE весьма близок.

Следует также отметить сходство в характере распределения HREE лерцолитов и гарцбургитов Синотвожского массива с дунитовыми телами этого массива и аналогичными телами Хулгинского массива. Кривые имеют одинаковый положительный наклон, но уровень содержаний HREE в лерцолитах и гарцбургитах выше (характеристика дунитов рассмотрена непосредственно ниже).

Кривая распределение REE в дунитах Синотвожского массива, представленных в виде тел небольшой мощности в полях гарцбургитов, характеризуется V-образной формой, при практически равном отношении La и Yb ($La_N/Yb_N - 0,99$). Отмечается довольно значительное деплетирование MREE по отношению к LREE ($La_N/Sm_N - 5,98$) и обогащение HREE по отношению к MREE ($Gd_N/Yb_N - 0,27$). Дуниты характеризуются очень резко выраженной положительной Eu аномалией ($Eu_N/Eu_N^* - 11,47$). По характеру распределения REE дуниты из гарцбургитовых полей Синотвожского массива практически идентичны таковым в дунитовых телах из полей гарцбургитов Хулгинского массива, если не считать более проявленную Eu аномалию. Кривые распределения подобны, а содержания REE в тех и других сопоставимы. Незначительно выше содержания всех REE в дунитовых телах Синотвожского массива (кроме Eu). В то же время, следует отметить различный характер распределения REE в дунитах дунит-гарцбургитового комплекса от дунитов, представленных в составе дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса. На прил. 12, рис. 47 представлена кривая распределения REE в небольших телах дунитов, расположенных в поле клинопироксенитов Хулгинского массива. Кривая имеет слабый положительный наклон при практическом отсутствии дифференциации LREE и занимает резкосекущее положение по отношению к кривым дунитов райизско-войкарского комплекса.

Кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый плутонический Хулгинский массив

Кривая распределение REE в дунитах Хулгинского массива, представленных в виде тел небольшой мощности в полях пироксенитов, характеризуется слабо положительным наклоном ($La_N/Yb_N - 0,52$) (прил. 12, рис. 47, 48). Отмечается отсутствие дифференциации LREE. Кривая параллельна оси X ($La_N/Sm_N - 1,02$) и находится ниже уровня хондрита. Существенного обогащения HREE по отношению к MREE также не отмечается ($Gd_N/Yb_N - 0,69$), а содержания элементов в этой части находятся на уровне хондрита. Дуниты характеризуются практически невыраженной положительной Eu аномалией ($Eu_N/Eu_N^* - 0,83$). По характеру распределения REE дуниты из пироксенитовых полей Хулгинского массива существенно отличаются от таковых из полей гарцбургитов (райизско-войкарский комплекс) как Хулгинского, так и Синотвожского массива (прил. 12, рис. 47). По имеющимся данным дуниты наиболее близки, как по характеру распределения REE, так и по их содержаниям, к оливиновым вебстеритам кэршорского комплекса (тела в поле габброидов Хулгинского массива) (прил. 12, рис. 48).

Оливиновые вебстериты (тела в поле клинопироксенитов) характеризуются кривой распределения REE, имеющей незначительный отрицательный наклон ($La_N/Yb_N - 1,70$) (прил. 12, рис. 48), указывающий на незначительное деплетирование HREE по отношению к LREE. Примерно такая же степень деплетирования MREE по отношению к LREE ($La_N/Sm_N - 1,50$) и HREE к MREE ($Gd_N/Yb_N - 1,25$), при этом уровень содержаний REE превышает таковой в хондрите в 2–3 раза. Порода характеризуется положительной Eu аномалией ($Eu_N/Eu_N^* - 1,85$).

Оливиновые вебстериты (тела в поле габброидов) характеризуются кривой распределения REE, имеющей положительный наклон ($La_N/Yb_N - 0,42$) (прил. 12, рис. 48), указывающий на незначительное деплетирование HREE по отношению к LREE. Если точнее, то, поскольку дифференциация LREE практически отсутствует ($La_N/Sm_N - 1,19$), то отмечается лишь некоторое деплетирование MREE по отношению к HREE ($Gd_N/Yb_N - 0,54$), Уровень содержаний LREE составляет 0,5 уровня хондрита, MREE находится примерно на его уровне, а HREE незначи-

тельно, до 1,5 раз превышает таковой в хондрите. Породы характеризуются слабоотрицательной Eu аномалией ($Eu_N/Eu_N^* - 0,74$). Как уже отмечалось выше, по характеру и уровню содержаний REE рассматриваемые вебстериты наиболее близки к дунитам, представленным в Хулгинском массиве в виде тел среди клинопироксенитов. От оливиновых вебстеритов, представленных в поле клинопироксенитов, вебстериты поля габброидов отличаются характером распределения REE: у первых незначительное деплетирование HREE по отношению к LREE, а у вторых незначительное обогащение. Кривые распределения максимально удалены в точках La и практически сходятся в точках Lu. Содержания La в первых выше уровня хондрита в два раза, а во вторых – ниже в 2 раза.

Оливиновые клинопироксениты (тела в поле габброидов) характеризуются кривой распределения REE, имеющей положительный наклон, указывающий на обогащение HREE по отношению к LREE ($La_N/Yb_N - 0,41$) в целом (прил. 12, рис. 48), в то время как обогащение MREE по отношению к LREE ($La_N/Sm_N - 0,83$) и обогащение HREE по отношению к MREE ($Gd_N/Yb_N - 0,68$) происходит в меньшей степени. В целом же уровень содержаний REE в оливиновых клинопироксенитах превышает уровень хондрита в 3–10 раз, и является самым высоким пород комплекса, относимых к основным ультрамафитам и дунитам комплекса.

Габбро. Отдельно характеризуются габбро первой группы (метагаббро) и второй группы (неизменные габброиды).

Габбро первой группы (метагаббро) крайней южной части массива. Эти породы петрографически определяются как сланцы актинолит-альбит-хлорит-эпидотовые, амфибол-эпидотовые (ортосланцы основного состава по габбро, габбро милонитизированное).

Содержания Se (Кк – 27,7) резко превышают кларк для пород основного состава, что, говорит либо о «непредставительности» кларков, либо о недостаточности нейтронно-активационного метода (INAA), так как это характерно для всех пород региона, вне зависимости от состава. Существенно превышают кларки содержания таких элементов как Cr, Be (Кк – 2,4–2,5). Превышают кларки содержания Sr, Sc, As, U, Hf, V, Co, Mo, Zn, Ga, Pb (Кк – 1,1–2,0). Примерно на уровне кларков находятся содержания Y, Ta, Zr (0,8–0,9). Существенно ниже кларков содержания Rb, Sb, Cu, Ba (0,5–0,7). Очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Nb, Cs, Th, Br, Ni (Кк – 0,1–0,4).

Содержания всех LREE, кроме Ce, существенно ниже кларков (Кк – 0,2–0,6), содержания Eu, всех промежуточных и тяжелых REE, кроме Tb (Кк – 0,7) и Lu (Кк – 0,5), превышают кларки или соответствуют им (Кк – 0,8–1,8). Содержания Ce существенно выше кларков (Кк – 2,8).

Габбро первой группы из крайней южной части массива в значительной степени различаются между собой как по уровню содержаний REE, так и по характеру их распределения. В целом уровень содержаний невысок, для LREE превышения по отношению к хондриту в 10–30 раз, а для HRE – 5–15 раз (прил. 12, рис. 55). Отвечающие им линия 1 на рисунке и линия 3 имеют сходный характер в распределении REE при разном уровне их содержаний. На сходство характеров указывают частично подобные друг другу кривые распределения ($La_N/Yb_N - 3,01$ и $2,91$, $La_N/Sm_N - 1,60$ и $1,27$, $Gd_N/Yb_N - 1,87$ и $2,30$ соответственно), имеющие отрицательный наклон и характеризующие некоторое деплетирование HREE по отношению к LREE. Различия в уровне содержаний REE также хорошо видны на графике. Уровень REE в габбро первых выше, чем в габбро вторых. Они также отличаются поведением Eu. Отмечается положительная аномалия Eu в первых ($Eu_N/Eu_N^* - 1,20$) и отрицательная – во вторых ($Eu_N/Eu_N^* - 0,72$).

Характер распределения REE в габбро существенно отличается от такового в отмеченных выше двух разностях. Здесь кривая имеет перевернутую воронкообразную форму (если не учитывать отрицательную аномалию Eu ($Eu_N/Eu_N^* - 0,35$)). Отношение ($La_N/Yb_N - 0,93$) формально указывает на отсутствие дифференциации REE, но отношения $La_N/Sm_N - 0,63$ и $Gd_N/Yb_N - 1,70$ указывают на деплетирование LREE и HREE по отношению к MREE.

Рассматриваемые габбро характеризуются повышенными по отношению к N-MORB содержаниями некоторых крупноионных литофильных элементов (LILE), таких как Sr, Rb, Ba, но пониженными – K (прил. 12, рис. 56). На несколько более высоком уровне, чем N-MORB, находятся содержания таких высокозарядных элементов (HFS) как Th, Ta, Nb, P, но ниже – содержания Hf, Ti и Y, а содержания Zr находятся на уровне N-MORB. Содержания LREE в габбро, в среднем, выше чем в N-MORB, промежуточных – на уровне, а тяжелых – ниже, чем в N-MORB.

По уровню содержания и характеру распределения значительной части некогерентных элементов габбро первой группы из южной части массива имеют большое сходство с габброидами района р. Мал. Хосая. Существенные различия отличия с последними отмечаются только для Ta и P.

Умереннощелочные лейкограниты. Содержания Se (Кк – 85,6) резко превышают кларк для

пород кислого состава, что говорит либо о «непредставительности» кларков, либо о недостаточности нейтронно-активационного метода (INAA), так как это характерно для всех пород региона, вне зависимости от его состава. Существенно превышают кларки содержания таких элементов как Sr и Hf (Кк – 3,0–3,5). Превышают кларки содержания As и Cu (Кк – 1,5–1,7). Примерно на уровне кларков находятся содержания Vg и Ba (0,8–1,0). Существенно ниже кларков содержания Rb, Sc, Co, Sb, Sr, Ga, Pb (0,5–0,7). Очень низкими содержаниями характеризуются такие элементы как Cs, Th, U, V, Zr, Ni, Y, Zn, Be (Кк – 0,1–0,4).

Содержания всех LREE, кроме Ce, существенно ниже кларков (Кк – 0,03–0,2).

Умереннощелочные лейкограниты характеризуются довольно низкими содержаниями REE, в целом (прил. 12, рис. 57), наиболее низкими из всех пород кислого состава комплекса. Превышение LREE над содержаниями их в хондрите в 2–10 раз, на уровне хондрита, или с превышением до 2 раз, находятся содержания промежуточных и тяжелых REE.

Кривая распределения нормированных к хондриту элементов имеет отрицательный наклон в левой части графика ($La_N/Sm_N - 8,33$), указывающий на довольно существенную степень деплетирования промежуточных REE по отношению к LREE. Правая часть кривой на графике имеет положительный наклон ($Gd_N/Yb_N - 0,79$), указывающий на незначительное обеднение HREE по отношению к промежуточным REE. У пород, отвечающих умереннощелочным лейкогранитам, отмечается нехарактерная и существенная положительная Eu аномалия ($Eu_N/Eu_N^* - 2,20$). По характеру распределения REE лейкограниты близки к плагиигранитам района р. Мал. Хосая, но у последних отсутствует положительный наклон кривых в правой части, то есть отсутствует какое-либо обогащение HREE, а уровень содержаний REE у последних выше.

Лейкограниты характеризуются резко повышенными по отношению к N-MORB содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE) K, Rb, Ba (содержания Sr находятся практически на уровне N-MORB) (прил. 12, рис. 58). Высокозарядные элементы (HFSE) также находятся на более высоком уровне (Th, Ta, Nb, Hf, Zr), исключая P и Ti, уровень содержания которых существенно ниже N-MORB. Содержания Y ниже уровня N-MORB. Содержания всех REE (легких, промежуточных и тяжелых) в лейкогранитах ниже чем в N-MORB, исключая La, содержания которого в первых незначительно выше. По уровню содержаний некогерентных элементов умереннощелочные лейкограниты отличаются от плагиигранитов, хотя характер распределения обнаруживает некоторое сходство (прил. 12, рис. 58).

Район р. Мал. Хосая

Особенность в распределении элементов-примесей заключается в обогащении LILE (Sr, Rb, Ba) и частью HFSE относительно N-MORB (прил. 12, рис. 56), при обеднении HFSE в целом. Некоторые различия состава пород, при отмеченной общей тенденции связаны с тем, что массив р. Малая Хосая дифференцированный, и различные элементы по-разному распределены между его фазами. Комплементарное распределение REE подтверждает это.

Габбронориты обогащены LREE в меньшей степени, для них не характерна аномалия Eu и наблюдается слабый Gd-максимум при субгоризонтальном графике распределения ($La_N/Yb_N - 2,1$).

Для роговообманковых меланократовых габбро характерна тенденция, противоположная наблюдаемой для остальных пород массива: в них наблюдается обогащение HREE ($La_N/Yb_N - 0,8$) и сильный дефицит Eu ($Eu_N/Eu_N^* - 0,15$).

Плагииграниты обогащены LREE, для них характерна самая большая положительная Eu-аномалия (прил. 12, рис. 57), от других пород массива они отличаются пониженными концентрациями Rb, Th, P, HREE и повышенными – Ba, Nb, Zr, Hf (прил. 12, рис. 58).

Галактионовская свита

Для вулканитов покровной фации характерно обогащение крупноионными (LILE) и некоторыми высокозарядными (HFSE) литофильными элементами (Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce, отчасти Ta), и обеднение высокозарядными Hf, Ti и Yb по сравнению с N-MORB (прил. 12, рис. 61, 62). Повышенными содержаниями LREE, при низкой концентрации HREE, обусловлено и более высокое, чем в N-MORB, отношение La_N/Yb_N , закономерно увеличивающееся с ростом в породах содержания SiO_2 от 4,2 в андезитах до 5,8 в пепловых туфах кислого состава. Дефицит европия также возрастает в более кислых породах: величина Eu_N/Eu_N^* составляет 0,40 в андезитах, 0,29 в дацитах и 0,03 в пепловых туфах. Концентрации Cr, Ni, Co в андезитах значительно ниже, а содержание V близко к отмечаемым в N-MORB. Для андезитов характерны повышенные величины Rb/Sr, La/Yb и пониженные K/Rb и Ni/Co.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	6
СТРАТИГРАФИЯ	14
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	56
ТЕКТОНИКА	73
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	78
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	82
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	87
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	109
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	120
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	125
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	130
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	132
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Q-41-XXVI масштаба 1 : 200 000	136
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листа Q-41-XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	137
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	153
<i>Приложение 4.</i> Общая оценка ресурсов минерагенических подразделений	154
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-200 Q-40-XXVI прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	156
<i>Приложение 6.</i> Краткая характеристика рудопроявлений золота Хальмерьюского золоторудного поля	157
<i>Приложение 7.</i> Краткая характеристика россыпей золота листа Q-40-XXVI	159
<i>Приложение 8.</i> Список опорных обнажений, горных выработок, показанных на геологической карте неоген–четвертичных образований листа Q-41-XXVI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	160
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	161
<i>Приложение 10.</i> Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе Q-41-XXVI	162
<i>Приложение 11</i>	163
Таблица 1. Химические составы магматических пород Тынаготской площади. Химические составы и основные петрохимические характеристики гнейсовидных метариолитов верхнесаблегорской подсвиты	163
Таблица 2. Химические составы и основные петрохимические характеристики риолитов и метариолитов верхнесаблегорской подсвиты	164
Таблица 3. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород покровной фации первой фазы моллюдовожского комплекса	165
Таблица 4. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород первой фазы моллюдовожских субвулканических образований	166
Таблица 5. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород покровной фации второй фазы моллюдовожского комплекса	166
Таблица 6. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород	

субвулканической фации второй фазы молдвожского комплекса	167
Таблица 7. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород Балбаншорского комплекса метагаббрового	168
Таблица 8. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород николайшорского комплекса. Хальмерьюский массив	169
Таблица 9. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород Малотынаготского массива	169
Таблица 10. Химические составы и основные петрохимические характеристики воргавожского комплекса. Воргавожский массив	170
Таблица 11. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород Тынаготского массива	171
Таблица 12. Химические составы и основные петрохимические характеристики вулканитов основного состава погурейской свиты	172
Таблица 13. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород пожемского комплекса района г. Кустосьиз	173
Таблица 14. Химические составы и основные петрохимические характеристики вулканитов кислого состава погурейской свиты района р. Бол. Тыкотлова	174
Таблица 15. Химические составы и основные петрохимические характеристики вулканитов кокпельской свиты	175
Таблица 16. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород основного состава орангьюганско-лемвинского комплекса	176
Таблица 17. Химические составы и основные петрохимические характеристики пикритов орангьюганско-лемвинского комплекса	177
Таблица 18. Химические составы пород райизско-войкарского комплекса. Хулгинский и Синотвожский массивы	178
Таблица 19. Основные петрохимические характеристики пород райизско-войкарского комплекса. Хулгинский и Синотвожский массивы	181
Таблица 20. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород покровной фации галактионовской свиты	185
Таблица 21. Химические составы и основные петрохимические характеристики галактионовских субвулканических образований	185
Таблица 22. Химические составы и основные петрохимические характеристики пород эрэпшорского комплекса	186
<i>Приложение 12</i>	187
<i>Приложение 13. Характер распределения редкоземельных элементов в магматических образованиях Тынаготской площади</i>	219