

УКСЭ

49

Министерство геологии СССР
Ухтинское территориальное геологическое управление.

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР
МАСШТАБ 1:200000

Серия Северо-Уральская
Лист Q-41-XVI

Объяснительная записка

Составили В.Н.Гессе, А.А.Савельев, Г.Н.Савельева

УДК 550.8:528.94(084.3М 200) (470.13+571.12)

Печатается по решению
Научно-редакционного совета ВС ЕГЕИ

Научный редактор
Ю. Б. Ездокимов

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-4I-XVI по административному положению входит большей частью в Интинский район Коми АССР и меньшей - в Приуральский район Ямало-Ненецкого национального округа Тименской области. Географическое положение территории определяется координатами $66^{\circ}00' - 66^{\circ}40'$ с.ш. и $63^{\circ}00' - 64^{\circ}00'$ в.д.

В орографическом отношении в пределах описываемой территории могут быть выделены большая - горная и меньшая - низменная (предгорная равнина) части. В пределах горной части располагаются наиболее крупные возвышенности: хребет Полярный Урал и отделенные от него межгорными депрессиями и параллельные ему цепи Пагинских и Лагортинских холмов (мусиров) на западе, а также горный массив Лесной, или Малый, Урал на востоке. Абсолютные высоты хребта Полярный Урал достигают на севере 1115 м (г. Географов), на юге 816 м (г. Игдей-Пэ). Значительно ниже абсолютные отметки Пагинских и Лагортинских холмов (до 450 м), горного массива Лесной Урал (300 м), западной и восточной межгорных депрессий (250 и 180 м). Наименьшие абсолютные отметки имеет Усинская (устье р. Малой Ньедь-Ю, 100 м) и Приуральская (устье руч. Варчатн-вис, 40 м) низменности.

Рельеф Полярного Урала и других составляющих Горный Урал хребтов и мусиров разнообразен. Полярному Уралу, в пределах которого проходит водораздел бассейнов рек европейской и азиатской частей СССР, свойствен субальпийский рельеф. Горы расчленены системой трогов, в днищах которых водотоками промыты глубокие (10-15 м) каньонообразные долины. Склоны круты и скалисты, "изъедены" карами, особенно многочисленными в районе оз. Хойла, верховьев рек Лагорты, Ньедь-Ю, Пальняк-Ю, Пага и др. Повсеместно наблюдаются остроконечные вершины, карлинги и многоярусные кары. Относительные превышения достигают 600-700 м. Для Лесного Урала, Лагортинских и Пагинских холмов характерен холмисто-увалистый рельеф. Возвышенности вытянуты в северо-восточном направлении и имеют мягкие спокойные очертания. Для их вершин типична плоская, заваленная глыбовыми развалами поверхность, усложненная уступами нагорных террас, останцами коренных по-

род и останцовыми горушками. Долины, разделяющие отдельные возвышенности, представляют собой денудированные тропы, в вершинах которых иногда отмечаются также сильно денудированные кары с сохранившимися кое-где заболоченными каровыми озерами.

Межгорные депрессии представляют собой корытообразные понижения шириной до 6-8 км. На востоке имеется значительная по протяженности (50 км) Лагортинская, на западе небольшие и разобщенные Хойлинская и Пагинская депрессии. Их днища имеют плоскую всхолмленную поверхность, слабо эродированную пересекающими или текущими вдоль (и тогда крупными - р.Лагорта) водотоками.

Предгорная равнина занимает меньшую (20%) часть описываемой территории. Она представляет собой пологонаклонную к северо-западу (Усинская) или почти плоскую (Приуральская) низменность, весьма интенсивно заболоченную. Для нее характерна слабая всхолмленность, плавное постепенное повышение в направлении главного горного хребта, вблизи которого холмы сливаются, образуя на западе высокие мусоры (Лагортинские и Пагинские холмы), на востоке гряды Варчат-Мусор и массив Янас-Тере.

Большая часть рек, дренирующих предгорную равнину, берут свое начало в карах Полярного Урала и меньшая - в карообразных низах Лесного Урала. Все реки и ручьи в верховьях типично горные - маловодные, бурные, со скоростью течения до 0,8 м/сек даже в межень. Режим рек неустойчивый. Уровень воды и скорость течения подвержены резким и значительным сезонным и суточным колебаниям. При продолжительных дождях повышение уровня достигает 1,5-1,6 м, а скорость превышает 1,0-1,2 м/сек даже в нижнем течении водотоков, где они приобретают все черты равнинных рек. Все реки западного склона (Лагорта, Пага и др.) принадлежат к бассейну р.Лемвы - крупного левого притока р.Усы, а реки восточного склона (Большая Лагорта и др.) к бассейну р.Войкара - значительного левого притока р.Оби.

Характерной принадлежностью ландшафта описываемой территории являются многочисленные озера, образование которых связано с деятельностью ледника. На Полярном Урале - это каровые озера, самые различные по размерам: крупные (2,0-2,5 км²) Большое Хойлинское и Верхне-Хойлинское и более мелкие (0,8-1,0 км²) Пальник-ты, Пагаты и др. Вероятно такое же происхождение имеют Янас-Дор и другие озера Лесного Урала. Широко распространены озера у восточного подножья Полярного Урала, где они располагаются среди холмов и гряд конечных сартанских морен. В пределах листа находится и одно из крупных озер-сорев Приуральской низменности - оз.Варчат-ты.

Обнаженность в равнинной части территории лоста плохая. Выходы четвертичных пород встречается редко и только в бортах рек. Мелуречья же перекрыты сплошным многометровым покровом четвертичных отложений. Несколько лучше обнаженность в межгорных депрессиях, но и здесь коренные выходы встречены в основном в обрывах по наиболее значительным водотокам и (реже) в виде останков и глыбовых развалов на склонах и вершинах холмов. Хорошая обнаженность наблюдается лишь в горной части на территории Полярного Урала и Лесного Урала, Паганских и Лагортинских холмов. Коренные выходы и обширные глыбовые развалы отмечаются здесь повсеместно.

Для района характерен субарктический климат с продолжительной зимой и коротким прохладным летом. Существенное влияние оказывает Полярный Урал, который, преграждая путь влажным западным и северо-западным ветрам, обуславливает различие в климате западного и восточного склонов. На восточном склоне хребта Полярный Урал лето более сухое и теплое, а зима более холодная, но зато менее ветреная, чем на западном склоне.

Средняя годовая температура $-5,3$ на западном и $-5,4^{\circ}$ на восточном склонах. Число безморозных дней в горах не превышает 25. Положительные температуры отмечаются для пяти месяцев: с мая по сентябрь. Максимальная температура воздуха в июле ($+28,6^{\circ}$) и августе ($+20,5^{\circ}$), минимальная в январе ($-42,6^{\circ}$).

Среднегодовое количество осадков, выпадающих в основном в период май-сентябрь, составляет 702,8 на западном и 406,7 мм на восточном склонах. Для летних месяцев (июля и августа) обычны грозы. Атмосферное давление меняется часто и резко, что является причиной постоянных ветров: весной и летом - северо-западного и западного для западного и северо-восточного для восточного склонов, зимой и осенью - юго-западного и южного направлений для обоих склонов. Средняя скорость ветра колеблется от 3,6 до 8,5 м/сек, причем на восточном склоне она не превышает 6,8 м/сек даже в ноябре - наиболее штормовом месяце. Зимой отмечаются и значительно большие скорости ветра - 15 м/сек и более. Число дней с такими ветрами составляет соответственно 91,0 и 57,6 для западного и восточного склонов Главного хребта. Среднегодовая влажность велика и является причиной почти постоянной облачности летом на западном склоне, где количество пасмурных дней составляет 225. На восточном склоне их вдвое меньше.

Полярная ночь продолжается с 16 по 31 декабря. Солнце не заходит с 1 июня по 14 июля. Первый снег выпадает в горах 20-25 августа, но окончательно ложится лишь в середине октября. Толщина снежного покрова достигает 130,5 на западном и 71 см на восточном склонах. Стаивает снег к концу июня, но в узких ущельях верховьев рек

Лагорты, Большой Лагорты и др. на теневых склонах сохраняется круглый год. Многолетние снежники (5-8 лет) представляет здесь типичное явление. Ледостав рек происходит на обоих склонах в ноябре. Одновременно устанавливается санный путь. Вскрываются реки в конце мая - начале июня.

Территория листа располагается в пределах трех ландшафтных зон: тундры (Пагинские и Лагортинские холмы, Полярный Урал, Приуральская низменность и др.), лесотундры (Приусинская низменность, Лагортинская депрессия) и хвойных лесов (Лесной Урал, восточная часть Лагортинской депрессии). Травянистая растительность развита повсеместно и очень обильна. На вершинах Полярного Урала растительность практически отсутствует, изредка отмечаются небольшие участки лишайников.

Пути сообщения, если не считать издавна существующих многочисленных оленьих троп (Пага - Большая Лагорта и др.), отсутствуют. Печорская железная дорога находится в 20 км к западу от р.Нь-Ада протекающей на северо-западе рассматриваемой территории.

Постоянного населения на территории листа нет. Ближайший населенный пункт, ферма совхоза "Горняк", располагается в 2 км вниз по течению р.Нь-Ада от устья р.Малая Ньедь-С. Летом в районе верховьев рр.Лагорты, Паги и других встречаются многочисленные временные стоянки оленеводов приобских колхозов.

Животный мир довольно разнообразен, но не богат. В лесной и лесотундровой зонах встречаются лоси, медведи, россомахи, волки, зайцы и боровая дичь - глухари и тетерева. В тундре в обилии водятся куропатки, лемминги и питающиеся ими песцы и горностай. Многочисленные озера Лагортинской депрессии и Приуральской низменности служат местом гнездования уток, гусей и редко лебедей. Реки, особенно восточного склона, обильны рыбой - хариусом и щукой. Встречается и таймень. На озере Варча-ты добывает рыбу небольшая рыболовецкая артель.

Результаты исследований, проведенных на территории описываемого листа в середине прошлого столетия (Гофман, Кейзерлинг и др.), к настоящему времени утратили всякое практическое значение. Плановое геологическое изучение района, имеющее целью подготовку его к экономическому освоению, началось лишь в годы Советской власти.

Первым из послереволюционных исследователей этого района был А.Н. Алешков. Им была составлена геологическая карта масштаба 1:400 000 Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского гипербазитовых массивов и впервые дана петрографическая характеристика слагающих их пород. Лесной Урал, по данным А.Н. Алешкова, целиком сложен габбро и диоритами и лишь на его восточном склоне отмечаются небольшие участки основных эффузивов (диабаз и порфириты).

В 1931 г. геолог М.П. Кудрявцев посетил район юго-западной окраины листа: верховья рр. Пага, Кок-Пель и др. Все развитие здесь пород: разнообразие эффузивы, кремнистые и глинистые сланцы и песчаники были признаны им ордовикскими и силурийскими. На р. Харуте вблизи устья руч. Нянь-ворга-вож впервые на Полярном Урале им были найдены в черных кремнистых сланцах силурийские граптолиты.

В 1932 г. в северо-восточной части Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива проводил геологические исследования Г.Л. Падалка. Он доказал идентичность пород Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов.

В 1938 г. в районе верховьев рр. Грубе-Ю, Лагорт, Большой и Малой Хойлы проводила геологопоисковые работы К.Н. Грядкин и В.П. Белоусов. Развитие здесь осадочные палеозойские породы они объединили в две толщи: песчаниково-сланцевую, которой присвоили среднедевонский возраст, и фаллитовую, являющуюся, по их мнению, еще более молодой. Породы, окаймляющие с запада Войкаро-Сыньинский массив, были отнесены к третьей толще — метаморфических сланцев. Среди изверженных пород выделены перидотиты, пироксениты, дуниты и габбро. В гипербазитах отмечены скопления хромита.

В 1938-1940 гг. по рр. Нь-Яге, Паге и др. прошел маршрут В.А. Котович. Он кратко описал слагающие район четвертичные и меловые и подробно палеозойские (по его мнению, ордовикские и силурийские) отложения. На р. Паге в глауконитовых песчаниках была впервые на Полярном Урале найдена нижнеордовикская (тремадокская) фауна.

В 1940 и 1941 гг. на Войкаро-Сыньинском гипербазитовом массиве работала Уральская геологоразведочная партия, руководимая Г.П. Соф-

роновым. Была составлена первая подробная геологическая карта северной половины массива в масштабе 1:200000, описаны слагающие и вмещающие его породы, установлена зависимость между морфологией хромитовых тел и вмещающими их дунитами (шири) и перидотитами (жалоподобные тела и линзы). Были выявлены три перспективных рудных участка: Кершорский, Таньский и Хойлинский. На наиболее крупном Кершорском была рекомендована постановка разведочных работ. Отмечено наличие платины как в хромитовых рудах, так и в аплитах ряда ручьев.

В 1942 г. на Хойлинском и Кершорском хромитовых месторождениях Г.П.Софроновым были проведены соответственно поисковые и разведочные работы. Установлено высокое качество хромитов: На Кершорском месторождении в них отмечено присутствие самородного золота и платины. В связи с небольшими запасами (50 тыс. т хромита и 94 кг золота и платины) месторождение признано непромышленным.

В 1946 г. в районе рр. Восточной Кок-Палы, Восточного Погурия и Большой Лагорты проводил геологическое картирование М.Б.Ненахов. На составленной геологической карте он выделял перидотиты, габбро, кварцевые диориты, вмещающие их метаморфизованные осадочные породы, вулканиты ордовика и осадочные породы салура. Полностью отрицается существование оледенения на Полярном Урале. Все формы рельефа, по его мнению, обязаны своим образованием снежной и речной эрозии и морозному выветриванию. Был сделан вывод об отсутствии в районе россыпных месторождений золота и платины.

В том же 1946 г. в пределах юго-восточной части листа проводил геолого-геоморфологические исследования С.Г.Боч. На составленной им геологической карте масштаба 1:200000 был выделен габбро-перидотитовый массив и комплекс осадочно-эффузивных пород, слагающих лесной Урал. Последние разделены на две свиты - свиту порфиритов салурийско-нижнедевонского возраста и свиту туфов и туфосланцев среднедевонского возраста. Одновременно была составлена геоморфологическая карта для всей территории листа Q-4I-XVI, описаны формы рельефа и установлена зависимость последнего от структуры и литологии пород. Приведены данные, свидетельствующие о четырехкратном оледенении Полярного Урала.

В 1951 г. К.Г.Войновский-Кригер закончил большую работу [54], подводящую итог его многолетним (1940-1951) геологическим исследованиям. Важнейшим результатом этих исследований, кроме впервые для Полярного Урала составленных геологической и геоморфологической карт масштаба 1:500000, было детальное описание фациальных комплексов - елецкого и лемвинского. Эти комплексы, хотя сложены одновозрастными (ордовик-пермь) осадками, резко различаются по литологическому составу отложений и характеру их дислоцированности.

Елецкий комплекс характеризуется преобладанием известняков и доломитов, значительной мощностью толщ слагающих его пород, простотой складчатых форм и обилием фаунистических остатков. Лемвинский комплекс в основном сложен кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненным количеством песчаников, известняков и доломитов. В нижней части широко развиты кислые и основные эффузивы и их туфы. Фауна отсутствует или редка. Широко развита изоклинальная складчатость, сбросы и надвиги, придающие породам лемвинского комплекса чешуйчатое строение. Контакт между лемвинским и елецким комплексами, по К.Г. Войновскому-Кригер, тектонический.

В 1951-1952 гг. на восточном склоне Полярного Урала в бассейне р. Войкар изучением обрамляющих с востока Войкаро-Синьинский гипербазитовый массив среднепалеозойских отложений занимался В.В. Маркин. В опубликованной совместно с Н.П. Дупановой монографии, наряду с описанием железорудных проявлений и петрографической характеристикой изверженных и слагающих Лесной Урал среднепалеозойских осадочно-вулканогенных пород, им предложена следующая стратиграфическая схема расчленения последних (снизу вверх): сомитанская и таньинская свиты верхнесилурийско-нижнедевонского возраста, войкарская свита ниже-среднедевонского возраста, варчатинская свита среднедевонского возраста и дзюльварчатинская свита средне-верхнедевонского возраста. Эта стратиграфическая схема, уточненная и дополненная по данным более поздних исследователей (Н.И. Литовченко и Б.Ф. Костюк, 1964 г.; А.С. Парфильев, 1968 г.), принята авторами данной записки.

В эти же годы над изучением пород габбро-перидотитовой формации Полярного Урала работала В.Ф. Морковкина. В сводном отчете по работам Полярно-Уральской экспедиции АН СССР (1955), а затем в ряде статей (1962, 1967 и др.) ею был высказан оригинальный взгляд на происхождение и геологический возраст интрузивных пород этого района, объясняющий их многообразие и изменчивость (по составу и структуре) широким развитием процессов ассимиляции и контаминации. В.Ф. Морковкина настаивает на самостоятельном проявлении двух самостоятельных магм - ультраосновной и более поздней кислой.

В 1953 г. М.В. Буниним была закартирована в масштабе 1:200000 северо-восточная часть территории листа Q-4I-XVI, сложенная в основном породами Войкаро-Синьинского гипербазитового массива. Среди образований, вмещающих массив, выделены: протерозойские (амфиболитовая свита), несогласно залегающие на них кембрийские (вулканогенная и фаллитовая свиты), силурийские (сланцевая свита), трансгрессивно и несогласно перекрытые каменноугольными и пермскими отложениями. Подробную характеристику получили изверженные породы (перидотиты и др.) и многочисленные рудопроявления хрома.

В 1954-1956 гг. район верхнего течения рек Грубе-Ю, Пальник-Ю, Пага и др. изучали К.П.Евсеев и Г.Н.Акимов [62]. Они пришли к выводам, отличным от выводов К.Г.Войновского-Кригер. Они отмечают наличие фацальных переходов между отложениями лемвинского и елецкого комплексов и отсутствие признаков покровно-надыгового строения в пределах района. Им приведены данные о тремадокском, а не средне-верхнеордовикском возрасте глауконитовых песчаников на р.Паге и указана необходимость выделения территориального аналога каччинской свиты, названной ими тисванской свитой.

В 1956-1958 гг. на территории листа Q-4I-XVI проводил геологическую съемку А.П.Белоусов. В объяснительной записке к составленной им геологической карте всего листа А.П.Белоусов описывает, наряду с преобладающими изверженными породами, осадочные и вулканогенно-осадочные отложения двух фацальных зон - западной (лемвинской) и восточной (варчатинской). Западная фацальная зона, соответствующая западному крылу Уральского антиклинория, сложена породами лемвинского фацального комплекса, представленного образованиями ордовикского (погурейская свита), силурийского (харотская свита), каменноугольного (воргановская свита) и пермского (кечпальская свита) возрастов. Все они залегают согласно без перерывов и представляют образования одного структурного этажа. Восточная фацальная зона, отвечающая восточному крылу Уральского антиклинория, сложена породами варчатинского фацального комплекса, представленного отложениями силурийско-нижнедевонского (тюренская свита) и среднедевонского (войкарская свита) возрастов. Эти отложения также залегают согласно и принадлежат, по представлению А.П.Белоусова, к тому же структурному этажу, что и отложения лемвинской зоны. Между этими фацальными зонами в ядре антиклинория располагается сложная по составу габбро-периidotитовая интрузия, породам которой он дает подробную петрографическую характеристику.

В 1957-1959 гг. на территории смежного листа Q-4I-XV проводил геологическую съемку масштабов 1:200,000 и 1:100,000 В.Н.Гессе. Он указал на необходимость выделения толщ погурейских конгломератов в самостоятельную свиту. Находками трилобитов и брахиопод на р.Поконнице и брахиопод на р.Погурей он доказал ее тремадокский возраст, а также установил доордовикский возраст копкальской вулканогенной формации, обосновав выделение соответствующих образований в самостоятельную свиту. Среди доордовикских отложений он выделяет еще одну (эффузивно-осадочную) молдинусирскую свиту.

В 1958-1960 гг. П.С.Прямоусов проводил ревизионные работы по изучению месторождений полезных ископаемых восточного склона Полярного Урала. Он отметил, что хромитовые рудопроизведения пространственно и генетически тяготеют к дунитам центральной части массива.

Для хромитовых тел Войкаро-Синьинского массива характерно высокое качество руды и небольшие размеры. Наиболее перспективны для поисков центральная и южная части массива.

В 1959 г. в верховьях рек Восточной Кок-Палы и Погурейя проводил поисковые работы И.Б.Гранович. Им были найдены многочисленные рудопроявления меди и Южно-Погурейское хромитовое месторождение.

В 1960-1963 гг. К.Г.Войновский-Кригер опубликовал в бюллетенях МСНГ серию статей [4-7], посвященных описанию ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений Лемвинской структурно-фациальной зоны, в которых по материалам своих наблюдений 1940-1963 гг. излагает представления о строении, литологическом составе и взаимоотношениях образуемых этими породами свит.

В 1960 г. разрез погурейской свиты на р.Погурей-Егарт был осмотрен Л.Т.Беляковой. Собранные ею брахиоподы трамадокского возраста показали ошибочность представлений А.П.Белюсова о средне-верхнеордовикском возрасте этих отложений.

В 1962 г. А.М.Иванченко проводил в районе верхнего течения рек Грубе-шор, Грубе-Ю, Пальник-Ю и др. поисково-съемочные работы, в процессе которых на р.Грубе-шор среди вулканогенных толщ было найдено рудопроявление серного колчедана, содержащего до 0,2% меди. В 1963-1965 гг. на этом рудопроявлении им же проводились разведочные работы. Они показали, что Грубешорское месторождение из-за незначительных запасов меди (2,5-3 тыс.т) и серы (1215,9 тыс.т) не имеет практического значения.

В том же 1962 г. в районе водораздела рек Правой илевой Латорты поисковые работы на участках развития меловой (?) коры выветривания проводил А.В.Колпаков. По его данным кора выветривания не представляет интереса как объект для дальнейших работ, так как содержание в ней полезных компонентов (меди и др.) менее 0,5%.

В 1963 г. на Южно-Погурейском хромитовом месторождении поисково-оценочные работы проведены Ю.Г.Кабанцевым. По его мнению размеры месторождения невелики, руда плохого качества, а район не имеет перспектив для поисков здесь других рудных тел.

В 1963 г. на территории Войкаро-Синьинского массива и его западного обрамления в районе верхнего течения р.Латорты поисково-съемочные работы проводил В.И.Шляхов. Осадочно-эффузивные породы обрамления массива датированы им как кембрийские и разделены на две свиты: няровейскую, существенно амфиболитовую по составу, и коппельскую, сложенную порфиритами, кремнистыми и другими сланцами и туфами. Все отложения, обнажающиеся западнее, отнесены к ордовику. Детально описаны слагающие названный массив горные породы, связываемые автором с двумя интрузивными циклами: ордовикским - габбро и габбро-нориты и силурийско-девонским - перидотиты, дуниты и гранитоиды.

В 1964 г. район верховьев рр. Большой Хойлы и Кечь-Пель закартировал в масштабе 1:50000 В.В.Макарихин. Развитие здесь отложения разделены им на три свиты: няровейскую и кокпальскую кембрийского возраста и грубенскую, датируемую нижним - средним ордовиком. Описаны интрузивные породы: габбро-нориты и многочисленные разновидности гипербазитов. Рекомендованы для дальнейшего изучения три хромитовых участка: Хойлинский, Кечьпальский и Лагортинский, в рудях которых отмечено небольшое содержание золота и платины.

В 1961-1964 гг. на территории Лесного Урала в пределах листов Q-4I-XVII и XVI проводил детальные геологосъемочные работы Н.И.Дитовченко. Им описан слагающий Лесной Урал комплекс осадочно-вулканогенных пород среднего и верхнего девона (малоуральская свита). Прорывающие их интрузии разделены на три разновозрастные (верхний девон - карбон) группы: плагиограниты - кварцевые диориты, гранодиориты - граниты и габбро. Впервые охарактеризован сложный комплекс жильных и дайковых пород. Описаны проявления вкрапленной медноколчеданной минерализации в девонских толщах.

В 1961-1964 гг. на юго-востоке листа Q-4I-XVI выполнял геологосъемочные работы масштаба 1:50000 Б.Ф.Костик. Осадочно-вулканогенная толща, развитая в пределах Лесного Урала, разделена им на верхнекембрийскую существенно вулканогенную лагортинскую и средне-верхнедевонскую осадочно-вулканогенную малоуральскую свиты. Среди интрузивных пород выделены тоналиты, кварцевые диориты, роговообманковые габбро и пироксениты.

В 1964-1965 гг. в районе верховьев рр. Малой Нюды-Ю, Пальник-Ю и др. проводил поисково-съемочные работы масштаба 1:50000 М.А.Маслов. Им впервые на Полярном Урале описаны средне-верхнеордовикские эффузивно-осадочные отложения, выделенные в молюдшорскую (эффузивно-осадочную) и грубеншорскую (эффузивную) свиты. Подробную характеристику получили силуро-девонские, каменноугольные и пермские отложения, интрузивные породы (гипербазиты, габбро и др.) и выявленные рудопроявления (в основном хромитовые).

В 1965-1967 гг. в районе верховьев рр. Паги, Западного и Восточного Погурея и Кок-Пель А.И.Водолазский провел поисково-съемочные работы. Им выделены молюдшурская, кокпельская, погурейская, грубенская, чигемская (и ее возрастной аналог - молюдшурская), харотская, пагинская, воргашорская и кечьпальская свиты. Доказано трансгрессивное с угловым несогласием залегание ордовикских (погурейская свита) отложений на доордовикских (молюдшурская и кокпельская свиты). Возраст большинства свит подтвержден фауной. Охарактеризованы все встреченные рудопроявления.

В 1968 г. А.А.Савельев и Г.Н.Савельева в отчете по произведенным ими в 1967 г. поисково-ревизионным работам на Войкаро-Синьин-

ском гипербазитовом массиве дали подробное описание слагающих массив интрузивных пород и всех известных на его территории рудопроявлений хромитов. Изученный массив они считают гипербазитовой интрузией, имеющей сложное зональное строение. Верхняя субгоризонтальная зона сложена гарцбургитами, нижняя - дунитами и средняя - войкаритами. Из выделенных шести типов проявлений хромитового оруденения наиболее перспективным признано оруденение, приуроченное к приконтактной части дунитового горизонта, представленное массивными и густовкрашенными среднехромистыми рудами.

В 1968 г. В.Н.Гессе в предварительном отчете о результатах контрольно-уязвочных маршрутов привел данные о новых находках фауны в чигимской, молюдворской и харотской свитах, позволяющих датировать две первые средним-верхним ордовиком, а третью салуром - нижним девоном.

Геофизические исследования

Геофизические исследования на территории листа Q-4I-XVI проводились с начала пятидесятых годов. В 1952 г. его юго-восточная часть была покрыта аэромагнитной съемкой А.Г.Комаровым. Им изучено магнитное поле, установлено его полное соответствие с ориентировкой геологических структур и построена карта глубин залегания фундамента, который в пределах Зауралья и Малого Урала находится на глубинах 10-15 км. Заслуживающие внимания аномалии в пределах листа не обнаружены.

В 1953 г. Е.Б.Бельтенева проводила наземную магнитометрическую съемку масштаба 1:25000 в бассейне р.Большой Лагорты. Были выявлены две магнитные аномалии напряжением до 300 гамм, приуроченные к зоне контакта кварцевых диоритов со среднепалеозойскими эффузивно-осадочными толщами.

В 1954 г. Новосибирской аэромагнитной экспедицией под руководством Р.А.Гафарова была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:100000 вся территория листа Q-4I-XVI. В районе Войкаро-Сыльинского массива выявлена магнитная аномалия, в западной части которой располагается максимум магнитного поля, приуроченный к габброидам.

В 1958 г. на юге листа аэромагнитную съемку масштаба 1:50000 провел В.Н.Латыпов. Им было обнаружено несколько небольших магнитных аномалий интенсивностью от 2000 до 3700 гамм, приуроченных к контакту габбро и тоналитов.

В 1958-1959 гг. вся территория листа была охвачена аэрогравиметрической съемкой, выполненной К.А.Кривцовым и М.Г.Дмитриевым. Составлена карта аномалий силы тяжести с сечением изоаномал через 5 мГл. Анализ этой карты позволил констатировать быстрое увеличе-

ние гравитационного поля по мере приближения к Полярному Уралу, что обусловлено выходом коренных пород на поверхность.

В 1960 г. в пределах южной части хребта Янас-Таре И.С.Денисенко провел опытные гравиметрические работы масштаба 1:100000 с целью прослеживания геологических границ.

В 1959-1960 гг. вся территория листа была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200000, выполненной Новосибирской аэромагнитной экспедицией под руководством В.В.Большакова. В пределах листа выделены вытянутая в северо-восточном направлении Войкаро-Синьянская зона, состоящая из ряда аномалий и характеризующаяся варьирующим положительным магнитным полем, и параллельная ей, располагающаяся на восточном склоне Полярного Урала, Собско-Войкарская зона, обладающая тоже варьирующим, но отрицательным магнитным полем. Аномалии с максимальным напряжением магнитного поля приурочены к западной границе Войкаро-Синьянской зоны, намечая область контакта гипербазитов и габброидов. Аномалия с отрицательным значением магнитного поля свидетельствует о незначительной мощности гипербазитов на восточном склоне массива. Асимметричный характер графиков на западе указывает на крутое падение контактов. В.В.Большаков предполагает, что здесь располагаются корни массива.

В 1964 г. на западном склоне Полярного Урала между верховьями рек Средней Лагорты и Грубе-Ю произвел опытные электроразведочные работы В.Д.Новак. Ему удалось доказать возможность расчленения толщ палеозойских пород, скрытых под наносами, на свиты и обнаружения в разрезах зон низкой проводимости, которым соответствуют либо колчеданные залежи, либо пакки графитовых сланцев.

В том же 1964 г. вдоль узкой полосы вулканогенных пород, протянувшихся между рр. Грубе-Ю и Средней Лагортой, проведены детальные электроразведочные работы М.А.Зыскиным. Были выявлены зоны пониженной проводимости, которые рекомендованы для проверки бурением.

Наконец, в 1964 г. вся территория листа была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:25000. Производившие эти работы Е.А.Подболова и Ю.С.Харламов выделили два аномальных участка: Ламвинский и Войкаро-Синьянский. Первый характеризуется спокойным пониженным, второй - сложным дифференцированным магнитными полями. Четко отбивается область контакта гипербазитов и габброидных пород. Графики подтверждают крутые падения западного контакта гипербазитов на восток. Габброиды западного и восточного контактов имеют разные магнитные поля, что говорит о их разном возрасте. В бассейне рек Виль-Ю и Лабогей-Шор выявлены участки, перспективные для поисков хромитовых руд.

Материалы всех перечисленных исследований были использованы авторами при составлении геологической и других карт листа Q-41-XVI и объяснительной записки к ним. Предпочтение отдавалось материа-

дам геологических съемок масштаба 1:50000. Увязка карт разных масштабов производилась автором в процессе контрольно-увязочных маршрутов. Применявшиеся аэрофотоснимки масштабов 1:30000 и 1:64000 вполне удовлетворительны.

Геологическая карта, карты полезных ископаемых и четвертичных отложений составлены в Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедиции Ухтинского геологического управления геологом Гессе В.Н., тектоническая и геоморфологическая схемы - геологом А.А. Савельевым.

В объяснительной записке главы "Введение", "Стратиграфия", "Полезные ископаемые", "Подземные воды" и все списки составлены геологом Гессе В.Н., глава "Геоморфология" А.А. Савельевым, "Изверженные породы" В.Н. Гессе и Г.А. Савельевой, "Тектоника" В.Н. Гессе и А.А. Савельевым.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа участвуют протерозойские, протерозойско-кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские, меловые и четвертичные отложения.

Наиболее древней является толща метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, в составе которой выделяют [II, 5I, 56] две свиты: верхнепротерозойскую молюдусюрскую и верхнепротерозойско-кембрийскую кокпелескую. На молюдусюрской и кокпелеской свитах трансгрессивно с угловым несогласием залегает мощный комплекс более молодых палеозойских образований от ордовика до перми включительно, представленный в лемвинских (алевролиты-сланцевых) фациях. В основании его разреза залегает конгломерато-песчанико-алевролитовая погурейская свита тремадокского возраста. На ней согласно с постепенными переходами располагается алевролиты-сланцевая грубенская свита нижне-среднеордовикского возраста. Разрез ордовика заканчивается двумя средне-верхнеордовикскими свитами: вулканогенно-осадочной - молюдусюрской и осадочной - чигимской, представляющими, таким образом, синхронные разнофациальные образования. Обе они залегают

согласно на отложениях грубенной свиты. На отложениях ордовики со стратиграфическим перерывом [12, 14, 55] лежат породы харотской (на западном склоне) и лагортинской (на восточном склоне) свит сибура - нижнего девона. Выше харотской и лагортинской свит, также со стратиграфическим перерывом, залегают на западном склоне пагинская свита средне-верхнедевонского возраста, а на восточном варчатинская свита среднего девона. Средне-верхнедевонские отложения представлены здесь разновозрастными мусирской и дзюлавчатинской свитами. Каменноугольные отложения встречены в пределах листа на западном склоне. Они представлены ябской и воргановской свитами, стратиграфически несогласно [12] перекрывающими пагинскую свиту. Развитие лишь на северо-западе листа пермские отложения представлены породами кувильской свиты и княгининской серии, которые залегают трансгрессивно на породах более древнего возраста.

Палеозойские отложения с резким угловым несогласием перекрываются субгоризонтально лежащими породами сантонского яруса верхнего мела.

ПРОТЕРОЗОЙ

Верхний протерозой

Молдмусирская свита (PR₃м)

Древнейшими [51] породами на территории листа являются вулканогенно-осадочные образования, составляющие молдмусирскую свиту. Они не имеют значительного распространения и были встречены лишь в водораздельной части Полярного Урала, где они образуют широкую (4,0-4,5 км) полосу, прослеживавшуюся от верховьев р. Восточного Погурая на севере до западной границы листа в районе верховьев р. Восточной Кок-Палы. Кроме того, небольшой участок, сложенный породами этой свиты, выступает западнее высоты 816,0 в верховьях руч. Обрывистого.

Молдмусирская свита в пределах листа сложена зелеными, зеленовато-серыми, иногда красновато-серыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками, туфосланцами и туфоалевролитами. Широко развиты туфы среднего и кислого составов, нередко превращенные в зеленые сланцы, переслаивающиеся с пластами фельзит-порфиров, альбитофиров и присутствующих в подчиненных количествах базальтовых порфиров.

Хорошие разрезы молдмусирской свиты единичны. Чаще наблюдаются отдельные разобщенные обнажения. Лучшим на описываемой террито-

рий является разрез свиты, прослеживающийся в западном направлении от ее контакта с погурейской свитой в верховых руч. Водопадного через высоту 721,0 и долину руч. Перевального до подножья высоты 841,0 (водораздельный хребет Полярного Урала), где наблюдается ее контакт с кокпельской свитой, фиксируемый горизонтом туфоконгломератов. Верхняя часть свиты в пределах листа сложена преимущественно туфогенными породами. Преобладают туфы, среди которых наиболее распространены туфы кислых и средних эффузивов, значительно меньше туфы основных эффузивов. Нередки пачки фальзит-порфиров, альбитофиров и базальтовых порфиритов. Последние приурочены к верхам разреза. Отмечаются туфосланцы и туфопесчаники. Количество осадочных пород (сланцев, алевролитов и песчаников) очень невелико. Вниз по разрезу содержание туфогенных пород уменьшается. Кислые эффузивы вовсе исчезают из разреза. Нижняя часть молдмусурской свиты сложена в основном осадочными породами: разнообразными кварцевыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками; туфы, туфогенные алевролиты и песчаники, а также эффузивы отмечаются здесь редко.

Общая мощность молдмусурской свиты значительна. Определение ее затруднено из-за дислоцированности пород, приводящей к повторению отдельных частей разреза. А.И.Водолазский [51], проводивший детальные геологические исследования в районе верховьев р. Западной Кок-Пелы, считает мощность свиты не более 1000 м.

По внешнему облику пород молдмусурская свита, особенно там, где преобладают сланцы, алевролиты, песчаники и их туфогенные аналоги, очень близка к грубенской и верхней толще погурейской свиты и поэтому иногда принимается за одну из них. Это внешнее сходство и наличие в разрезах молдмусурской свиты пачек основных эффузивов и их туфов явилось главной причиной утверждений [20] о постепенном переходе кокпельской свиты в грубенскую и их одновозрастности. А.П.Белюсов [41] сопоставлял образования молдмусурской и кокпельской свит с ордовикскими отложениями и выделял их под названием нижней подсвиты погурейской свиты нижнего и среднего ордовика. В действительности же [50] породы погурейской свиты залегают (река Средняя Кок-Пела, руч. Водопадный и др.) на отложениях молдмусурской свиты с резким угловым несогласием.

Органические остатки в отложениях молдмусурской свиты пока не найдены. Ряд исследователей [12, 50] считают молдмусурскую свиту верхнепротерозойской, исходя из факта залегания на ней со стратиграфическим несогласием протерозойско-кембрийской кокпельской свиты.

Отложения кокпелльской свиты встречены лишь на западе территории листа в водораздельной части Полярного Урала (верховья речьев Погурей-Кварт, Восточный Погурей и др.). Сложена она почти исключительно вулканогенными образованиями. Пирокластические и осадочные породы встречаются в заметных количествах лишь в нижней части разреза. Среди вулканитов преобладают базальтовые и диабазовые порфириты и африты, а также их туфы и туфолавы.

Кокпелльская свита разделяется [51] на две толли: верхнюю - преимущественно покровных эффузивов и нижнюю - существенно пирокластическую. Непрерывный разрез наблюдался лишь в районе верховьев реки Верхняя Кок-Пала и высоты 841,0. Разрезы нижней толли известны в верховьях ручья Перевального и Погурей-Сонн, а верхней - в бассейне р. Паги.

В составе верхней толли преимущественно развиты эффузивы покровной фации: базальтовые, диабазовые и (реже) андезитовые порфириты, фалзатовые и кварцевые порфиры. В существенных количествах отмечаются туфолавы и литокластические туфы основного состава. Достаточно широко развиты разнообразные эпидот-хлорит-актинолитсодержащие зеленые сланцы. Реже отмечаются порфиритоиды и крайне редко линзы и прослои известняков. Известняки светло-серые плотные мелкозернистые с остатками водорослей и криноидей встречены в виде небольших линз среди основных эффузивов и их туфов в верхах толли. Под микроскопом они характеризуются микро- и кринокристаллической структурой и сложены равномернозернистым агрегатом изометрических зерен кальцита с небольшой (до 10%) примесью алевроитовых зерен кварца, чешуек серпидита и землестого лейкоксена.

Нижняя толли характеризуется существенным содержанием литокластических туфов и туфолав основного состава. В заметных количествах присутствуют туфосланцы, туфопесчаники и туфогравелиты. Осадочные породы - алевролиты и полимиктовые песчаники - встречаются редко. В отличие от верхней толли здесь, кроме основных, наблюдаются и кислые эффузивы и их туфы. В основании этой толли А. И. Водоласким [51] был обнаружен горизонт туфоконгломератов и конгломератов мощностью до 20 м. Туфосланцы и туфопесчаники по внешнему облику не отличимы от аналогичных пород молдинусурской свиты. Единственным отличием является присутствие в последних обломков гематитизированных алевролитов и песчаников. Конгломераты и туфоконгломераты представляют светло-серую, зеленовато-серую или серую, отчетливо сло-

стую крупнообломочную породу. Содержание обломочного материала, галек и мелких валунов 30-40%, окатанность хорошая, ориентировка суб-параллельная. Среди галек преобладают обломки туфов кислого состава, алевролитов, песчаников, туфопесчаников и основных эффузивов, на долю которых приходится 85% всего обломочного материала. Цементом служит кристалловитрокластический туф кислого эффузива или агрегат хлорит-серицит-кварцевого состава. Наличие в гальках алевролитов, туфалевролитов, песчаников и туфопесчаников, идентичных аналогичным породам молюдмурской свиты, позволило А.И. Водолазскому [51] говорить о существовании стратиграфического перерыва между копельской и молюдмурской свитами и более высоком стратиграфическом положении первой.

Граница между охарактеризованными толщами условна и проводится по исчезновению из разреза мощных пачек туфов и туфопесчаников, которые характерны только для нижней толщи.

Мощности обеих толщ копельской свиты точно не определены. Судя по результатам изучения наиболее полного разреза копельской свиты [51] в бассейне р. Кок-Пель, мощность нижней толщи составляет 450-500 м. Истинная мощность верхней толщи свиты осталась невыясненной. В.Н. Гессе [12] считает, что на территории листа обнажено не менее 500-600 м ее разреза. Мощность всей копельской свиты 900-1200 м.

Отложения нижнеордовикской погурейской свиты залегают на копельской свите с угловым несогласием. В настоящее время можно предположительно говорить о кембрийском возрасте верхней части свиты. А.И. Водолазским в 1965 г. в линзах известняков, залегающих среди вулканогенных пород верхней толщи, были найдены водоросли и криноидеи. А.В. Хабаров отнес водоросли к роду *Girvanella*, указывающему, по его мнению, на кембрийский возраст известняков. Криноидеи из копельской свиты, по определению Р.Е. Елтышевой, имеют кембрийский облик.

ПАЛЕЗОЙ

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

В пределах листа Q-4I-XVI ордовикские отложения расчленяются на четыре свиты: погурейскую, грубеинскую, чигимскую и молюдмурскую. Кроме того, к нерасчлененному ордовику отнесены метаморфические породы, обрамляющие с востока и запада Войкаро-Сындынский гипербазитовый массив.

Метаморфические породы: эпидот-альбит-актинолитовые и (иногда) глаукофановые зеленые сланцы, амфиболиты и хлорит-мусковитовые гнейсы, отделяющие габбро-амфиболиты и габбро Войкаро-Синьинского интрузивного пояса от средне-верхнеордовикских вулканогенных отложений на западном и огнейсованных тоналитов на восточном склонах Полярного Урала, отнесены условно к нерасчлененному ордовику. Образованные ими здесь варьирующие по ширине полосы (соответственно 0,5-1,8 и 0,5-4,0 км) прослеживаются вдоль обоих контактов массива от южной до северной границы листа.

Среди метаморфических образований западной полосы отмечено несколько участков относительно менее метаморфизованных пород, в которых встречены туфы и кремнистые сланцы [76,91] сходные с породами нижней толщи молдинской свиты, фаллитовидные сланцы аналогичные грубейским сланцам (рр. Грубе-Шор и др.), кварцитовидные алевролиты и песчаники (В.Н. Гессе, 1968) идентичные погурейским (р. Восточная Кок-Пала). В связи с этим можно предполагать, что толща зеленых сланцев, амфиболитов и гнейсов, окаймляющая с запада Войкаро-Синьинский массив, образовалась в результате метаморфизма как молдинской, так и грубейской и погурейской свит. Следовательно геологический возраст исходного субстрата толщ метаморфических пород следует признать ордовикским, не поддающимся более подробному расчленению на настоящем этапе изучения этих образований. Характер контакта метаморфических образований с породами молдинской свиты тектонический. Габбро-нориты и габбро прорывают эти образования и вероятно являются одним из факторов, вызывающих превращение вулканогенно-осадочных ордовикских отложений в зеленые сланцы и амфиболиты. Гранатизация, мусковитизация, появление глаукофана и актинолита представляют собой более позднее явление. Судя по геофизическим данным плоскость контакта толщ зеленых сланцев, амфиболитов и гнейсов с габбро-норитами падает к юго-востоку под крутым углом. Мощность толщ зеленых сланцев, амфиболитов и гнейсов достоверно оценить трудно. Вероятно она близка к 700-1000 м.

Метаморфические горные породы восточной полосы, окаймляющие Войкаро-Синьинский массив с востока, представлены более глубоко метаморфизованными разностями. Среди них описываются [41] разнообразие амфиболиты и встречающиеся в подчиненном количестве плагиоклаз-роговообманковые гнейсовидные породы, а также содержащие переменные количества актинолита, альбита и кварца зеленые сланцы. Преобладают (не менее 60-65%) плагиоклазовые и эпидот-гранатовые амфиболиты. Они тяготеют к западной части полосы, но нередко отмечаются и на востоке, где подвергались воздействию ин-

трузии тоналитов и превращены (рр. Большая и Малая Лагорты) в полосчатые амфибол-кварц-плаггиоклазовые гнейсы. Вообще эти полосчатые гнейсовидные породы, имеющие облик инъекционных гнейсов, а также отчасти зеленые сланцы характерны для восточной части полосы, а в районе рек Восточный Погурай и Кок-Пала практически слагают ее целиком.

Среди метаморфических образований сохраняются отдельные участки, которые позволяют установить их первичную природу. А.П. Белоусов [41] при изучении шлифов амфиболовых сланцев из района р. Большой Лагорты отмечает в них реликты структур порфиритов и туфов, а М.А. Маслов (устные сообщения) встретил среди амфиболитов в районе р. Лабогей пачки графитоидных кварцевых пород. На наличие среди этих образований реликтов исходных вулканогенных и осадочных пород указывают В.В. Маркин [19] и В.Ф. Морковкина [25, 28]. Последней в восточной части полосы были встречены сильно метаморфизованные сланцы явно осадочного происхождения.

Метаморфические образования восточной полосы прорваны интрузиями: на западе — близкими к эвкритам габбро и габбро-норитами нижнесилурийского возраста [23], а на востоке — тоналитами верхнеордовикско-нижнесилурийского возраста. Характер контакта либо отчетливо эруптивный (на юго-востоке), либо инъекционный (на северо-востоке). В пределах листа амфиболиты восточной полосы нигде не контактируют с гипербазитами, однако вмещают многочисленные, рвущие их, тела серпентинитов. Амфиболиты рассматриваемой полосы и ассоциирующиеся с ними породы условно отнесены к нерасчлененному ордовику на основании некоторого сходства с метаморфическими породами западной полосы того же возраста. Не исключено однако, что исходные образования имеют более древний (кембрийский) возраст.

Аналогичные породы развиты не только непосредственно вблизи контакта Войкаро-Сынзьянского массива, но и восточней, среди широкого пояса гнейсовидных тоналитов, развитых в пределах лагортинской межгорной депрессии. Здесь отмечен целый ряд узких вытянутых в северо-восточном направлении ксенолитов протяженностью от 5 до 8 км. Они сложены амфиболитами, амфибол-плаггиоклазовыми, амфибол-плаггиоклаз-кварцевыми и другими сланцами, иногда обнаруживающими реликты диабазов, порфиритов и туфов (?). Возраст перечисленных пород также принимается нами условно ордовикским. Дополнительным доводом в пользу этого возраста служит наличие в их составе кремнистых сланцев (водоразделы рр. Лагорты-Лабогей и др.), отсутствующих среди пород развитых восточнее, в более молодых лагортинской и варчатанской свитах.

Мощность толщ амфиболитов и ассоциирующих с ними метаморфических сланцев восточной полосы не превышает 500-600 м.

Погурейская свита (0,1 рс)

Погурейская свита развита исключительно на юго-западе листа, на территории водораздельной части Полярного Урала. Кроме того, отдельные выходы пород погурейской свиты встречены на водоразделе рр. Молд-Шор-Пага-Пальник-Ю в их верхнем течении. Полные и фаунистически хорошо охарактеризованные разрезы свиты наблюдались [51] в верхних руч. Туманного, на его водоразделе с р. Восточный Погурей.

Погурейская свита разделяется на две толщи: нижнюю конгломерато-гравелито-песчаниковую и верхнюю песчанико-алевролитовую.

Нижняя граница свиты обмечена очень хорошо и наблюдалась в верхних рр. Погурей-Соим, Верхняя Кок-Пала и др. Здесь повсеместно валунно-гравийные и галечниковые конгломераты, расположенные в основании погурейской свиты, с угловым несогласием залегают на различных горизонтах мюльенской и молдинской свит.

Нижняя толща сложена лиловато- и зеленовато-серыми и серыми массивными, нередко кварцитовидными валунно-гравийными и галечниковыми конгломератами, гравелитами, грубо- и крупнозернистыми песчаниками. В верхах разреза обычны пласты алевролитов. А. И. Водолазский [51] отмечает, что в составе нижней толщи в восточных разрезах (руч. Погурей-Бгарт, Водопадный и др.) наблюдались пачки зеленых сланцев (0,3-0,5 м), развивавшихся по эффузивам и туфам основного состава. Состав нижней толщи отличается постоянством. Однако конгломераты, залегающие в основании свиты, наблюдаются не повсеместно. Иногда в ее основании отмечаются лишь гравелитистые грубозернистые песчаники.

Конгломераты составляют до 25, а гравелиты и грубозернистые песчаники 75-80% объема нижней толщи. Конгломераты наблюдаются на различных уровнях разреза, образуя в основании мощную (до 25 м) базальную пачку. Количество обломочного материала (средней окатанности, размером от 15 до 0,2 см) достигает в конгломератах 50, а в гравелитах и песчаниках 80% от всей массы породы. Цемент конгломератов базальный, гравелитов - иногда базальный, чаще поровый, а песчаников - поровый и пленочный. Цементом конгломератов служат полимиктовые, реже кварцевые песчаники и иногда (восточный склон водораздела) тонкочешуйчатый агрегат хлорит-серицитового состава с алевроитовыми зернами кварца. Цементом гравелитов и грубозернистых песчаников служит хлорит-серицит-кварцевый агрегат. Валунны, галька, гравий конгломератов и гравелитов представлены порфиритами, диабаз-

зами, альбитофирами, кварцевыми и фельзитовыми порфирами, их туфами, красными, а на восточном склоне зелеными феллитовидными сланцами, туфосланцами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, кварцитами, гранитоидами, габбро-диабазами, зелеными сланцами и амфиболитами. Они составляют в конгломератах 95, в гравелитах около 50% всех обломков. До 5% обломков образует в конгломератах кварц и до 50% в гравелитах - кварц и полевой шпат. В крупнозернистых песчаниках количество обломков пород не превышает 10%. Наблюдались фельзит-порфиры, гранитоиды, кварциты и зеленые сланцы. Вся остальная масса обломков представлена кварцем (70%) и полевым шпатом, обычно плагноклазом.

Песчаники, алевролиты и алевритистые сланцы, встречающиеся в составе нижней толщи, идентичны аналогичным породам верхней части погурейской свиты. Зеленые сланцы сложены микролепидогранобластным агрегатом хлорит-серицит-альбитового состава.

Мощность нижней толщи (руч. Погурей-Соим, Туманный и др.) колеблется в значительных пределах: от 100 до 250 м.

Граница между нижней и верхней толщами наблюдалась в верховьях руч. Погурей-Соим и др., где гравелиты и грубозернистые песчаники, составляющие нижнюю толщу, постепенно вверх по разрезу сменяются песчаниками и алевролитами верхней толщи. Контакт между ними проводится условно в кровле последнего мощного пласта крупнозернистых песчаников (гравелитов).

Состав верхней толщи не является во всех разрезах идентичным. А.И. Водолазский [51] выделяет три типа разрезов, из которых в пределах листа встречен лишь один - восточный, характерный для водораздельной части Полярного Урала. Верхняя толща здесь представлена лиловато- и главным образом зеленовато-серыми, серыми и серовато-зелеными мелкозернистыми и реже (в низах толщи) среднезернистыми, часто кварцитовидными олигомиктовыми или кварцевыми песчаниками с пластами крупнозернистых песчаников внизу толщи и известковистых алевролитов, сланцев, туффитов и известняков в ее верхней части.

На руч. Погурей-Егарт [43], Погурей-Соим, Туманный и Водопадный [50] найдены и определены О.Н. Андреевой (ВСЕГЕИ) брахиоподы: *Archeoptis vicina* Walcott, *Tritoechia* aff. *quebecensis* Ulf. et Coop., *T. leymontovae* (Lessn.), *Alimbella* sp. и А.З. Бурским (НИИГА) - трилобиты *Symphysurus* aff. *angustatus* A.n.g. и др., которые позволяют считать возраст верхней толщи тремадокским.

Песчаники (40%) представлены преимущественно олигомиктовыми и очень редко полимиктовыми разностями. Обломочный материал (30-50%) образован мелкими хорошо окатанными обломками кварца (56-65%) и плагноклаза (25-30%). В кварцевых разностях количество плагноклаза

падает до 3-4%, а в полимиктовых наряду с кварцем и плагиоклазом отмечаются обломки пород, рудных минералов и амфибола. Структура алевро-псаммитовая, текстура массивная, нередко сланцеватая. Цемент (50-70%) базальный, по составу хлорит-серицит-кварцевый с примесью ильменита, а также бурных зерен сфена и эпидота.

Алевриты и алевролитистые сланцы составляют соответственно 50 и 10% объема верхней толщи. Обломочный материал (50-55%) представлен окатанными зернами кварца (80%) и альбита (20%). Цемент кварц-карбонат-серицит-хлоритовый, содержащий в виде примеси (до 1,5%) чешуйчатые агрегаты глауконита. Глауконит отмечается в алевритах только на западном склоне хребта и полностью отсутствует на восточном. Структура алевроитовая, у сланцев алевропалитовая. Текстура сланцеватая.

Известняки встречаются чрезвычайно редко в виде линз и пропластков (0,3-6,0 м) в синих верхах толщи. Они сложены криптокристаллическим агрегатом карбоната с примесью алевроитовых зерен кварца и чешуек хлорита. Текстура массивная. В отличие от известняков западных и центральных разрезов они не содержат глауконита.

Тuffиты [51] залегают среди алевритов в виде редких прослоев мощностью до 0,5 м. Они состоят из остроугольных обломков (75%) кварца, плагиоклаза и раскристаллизованного, слабо сцементированного кварц-серицит-хлоритового цемента (25%) базального типа.

Верхняя граница верхней толщи особенно отчетливо наблюдается в районе руч. Водопадного и в верховьях р. Восточный Погурей. Здесь алевриты и песчаники верхней толщи сменяются зелеными алевролитистыми и феллитовидными сланцами грубенской свиты.

Мощность верхней толщи более постоянна по сравнению с мощностью нижней. Максимальная мощность наблюдалась в районе руч. Водопадного, р. Восточный Погурей, где она достигает 250-300 м. Общая мощность погурейской свиты 450-550 м.

Нижний и средний отделы

Грубенская свита (0_{1-2}^{gr})

Отложения грубенской свиты слагают в пределах территории листа два разобщенных участка. Один в виде широкой (4 км), постепенно суживающейся (1 км) к северу, прерывистой полосы прослеживается вдоль западного склона Полярного Урала от истоков р. Ынь-Яги на севере до руч. Молд-Шор на юге. Другой располагается в приосевой части Полярного Урала. Образованная им здесь более широкая (до 8 км) полоса протягивается от р. Восточный Погурей на севере до р. Игдей-Юган на юге, где уходит за пределы листа.

Грубеинская свита сложена филлитовидными и алевроитистыми сланцами с пластами и пачками алевролитов, иногда известковистых, мелкозернистых песчаников и, редко, туфолов.

Филлитовидные и алевроитистые сланцы слагают не менее 65% объема свиты. Они представляют собой тонкослоистые, интенсивно до листоватости рассланцованные породы зеленой, зеленовато-серой и красной окраски. Сланцы образованы хлоритом, серицитом и кварцем, содержание которого в алевроитистых разностях составляет до 30%. Преобладает (до 80%) хлорит и серицит. В качестве примеси отмечаются: плагиоклаз, землистый эпидот и красные разности пылевидного гематита (до 20%).

Алевролиты и песчаники, встречающиеся в составе свиты в подчиненном (30–35%) количестве, представляют собой зеленовато-серые, массивные, иногда сланцеватые (алевролиты) отчетливо слоистые породы. Содержание обломочного материала 35–40%. В его составе преобладают кварц (60%) и плагиоклаз. Цемент серицит-хлорит-кварцевый, иногда с примесью карбоната. Характерна примесь пылевидного гематита и землистого эпидота.

Туфолавы вулканитов основного состава встречены в низах разреза свиты в районе р.Пага и руч.Погурей-Соим. По внешнему облику они близки к порфирирам. Текстура сланцеватая или миндалекаменная. Структура породы порфировая, основной ткани – интерсертальная или гиалопелитовая. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом. Основная ткань сложена землистым эпидотом и сфеном, чешуйками хлорита и серицита и тончайшими лейсточками плагиоклаза.

Нижняя граница грубеинской свиты условна. Она проводится в кровле мощной пачки зеленых плотных известковистых, нередко окварцованных алевролитов, слагающих верхние горизонты погурейской свиты. Непосредственный контакт погурейской и грубеинской свит наблюдался на руч.Водопадном, Погурей-Соим и р.Восточная Кок-Пела. Наиболее часто разрез грубеинской свиты (руч.Погурей-Бгарт и др.) начинается зеленовато-серыми и серыми алевроитистыми сланцами и пачками зеленовато-серых, серых и розовых грубослоистых кварцевых песчаников. Общая мощность нижней толщи достигает 200 м [51].

Выше залегает мощная (400–450 м) толща, сложенная в основном (70%) филлитовидными и алевроитистыми, по преимуществу (65%) красными сланцами. Содержащиеся в ней пропластки и линзы алевролитов имеют, однако, зеленую окраску и гематита не содержат. В верхней части этой толщи располагается (р.Пага, руч.Водопадный и др.) горизонт зеленовато-серых алевроитистых сланцев, известковистых и кварцевых алевролитов мощностью 40–50 м.

Общая мощность грубеинской свиты составляет 500–600 м.

Грубеинская свита относится к нижнему и среднему ордовики. В самых верхах погуреинской свиты обнаружены трилобиты *Shumardia pusilla* (Sars.), характерные для верхней части тремадока. Таким образом, нижние горизонты грубеинской свиты очевидно отвечают аренигу. Это заключение подтверждается находкой В.Н.Гессе и Н.П.Игнатова в 1969 г. граптолитов из рода *Phyllograptus*, близких^х к *Phyllograptus elongatus* Bulm. и *Ph. densius* Tornb. на р.Харуте в известковистых тонкозернистых песчаниках, залегающих примерно в 200-220 м вверх по разрезу от основания грубеинской свиты. В залегающей выше толще фаллитовидных сланцев фауна не была найдена.

Абсолютный возраст (валовые определения) фаллитовидных сланцев (образцы взяты В.Ф.Морковкиной [28] в верховьях р.Восточный Погуреин) по данным лабораторий Башкирского филиала и ИГЭМ АН СССР составляет 446-454 млн. лет, т.е. отвечает среднему ордовики.

Средний и верхний отделы

Чигимская свита (O_2-3^{ce})

Породы чигимской свиты на территории листа складывают три разобщенных и небольших по площади участка. Все они располагаются на западном склоне Полярного Урала. Наиболее значительный находится на водоразделе рр.Малой и Большой Хойлы два других на водоразделе р.Пага - руч.Молда-Юр и на г.Черной.

Лучшим в пределах листа [51] является разрез свиты на западном склоне г.Черной. Здесь отчетливо видно, что зеленые и лиловые породы грубеинской свиты согласно перекрываются серыми и темно-серыми графитоидно-кремнистыми сланцами, алевритами с прослоями черных кварцитовидных песчаников и линзами песчаных известняков. К востоку эти породы постепенно сменяются серыми массивными грубослоистыми песчаниками с прослоями черных кремнистых и графитоидно-кремнистых сланцев.

Верхняя граница свиты не наблюдалась. К.П.Квсеев [12] указывает, что она обнажается на р.Чигим-Харута, где и сланцы и кварцитовидные песчаники чигимской свиты без видимого несогласия перекрываются черными кремнистыми сланцами харотской свиты, содержащими грантолиты верхов лlandoверийского яруса. Между харотской и чигимской свитами предполагается стратиграфический перерыв. Об этом говорит, во-первых, отсутствие фауны нижнего лlandoверия, во-вторых, залегание сандурийских пород то на кварцитовидных песчаниках верхнего горизонта, то на сланцах низов чигимской свиты. Наконец, на контакте песчаники харотской свиты нередко содержат крупные угло-

^хПредварительные определения Т.Н.Корень (ВСЕГЕИ).

ватые обломки пород чигимской свиты.

Строение разреза свиты выявлено в самых общих чертах. В ее составе выделяют (В.Н.Гессе, 1969) три толщи: нижнюю, сложенную серыми, темно-серыми и черными алевролитами, серыми филлитовидными графитоидно-кремнистыми и кремнистыми сланцами, мощностью 200–250 м; среднюю существенно песчаниковую, содержащую пачки темно-серых графитоидных кремнистых сланцев, алевролитов и в верхах толщи серых песчаных известняков, мощностью 150–160 м; верхнюю, образованную светло-серыми, нередко полосчатыми кремнистыми зелеными филлитовидными и серыми глинистыми сланцами с пластами светло-серых кварцитовидных песчаников и кремнистых известняков. Эта толща в пределах рассматриваемой территории обнажается в районе водораздела рек Большой и Малой Хойлы. Мощность ее здесь не более 150 м, тогда как южнее (рр.Харута, Чигим-Харута) она достигает 200–250 м.

Общая мощность чигимской свиты превышает 700–800 м. Из них в пределах листа обнажено не более 550–600 м.

В 1967 г. [50] на рр.Большой Хойле и Паге в черных и красных кремнистых сланцах нижних горизонтов свиты были найдены радиолярии: *Stenopolonche* sp., *Thecosphaera* sp., *Hexalonche* sp., *Hexacantium* sp. и *Leiosphaera* sp.

Определявший радиолярии Б.М.Садрисламов считает, что они по облику близки к комплексу радиолярий из среднеордовикских отложений Центрального Казахстана и верхних горизонтов кураганской свиты нижнего и среднего ордовика Южного Урала. Эти находки подтвердили мнение К.П.Евсеева и В.Н.Гессе [12] о средне-верхнеордовикском возрасте отложений чигимской свиты.

М о л о д ш о р с к а я с в и т а (О₂₋₃ ма)

Отложения молодшорской свиты в виде узкой (2 км) полосы прослеживаются вдоль почти всего западного контакта Войкаро-Сынынского пояса интрузивных образований. От последнего они отделены толщей метаморфических сланцев (см. выше), представляющих часть их измененные разности. В районе верховьев рр.Пальник-Ю и Ниедь-Ю эта полоса расширяется до 5 км, образуя отчетливо выраженную синклиналь, восточное крыло которой оборвано интрузией габбро-норитов.

Молодшорская свита разделяется [50,77] на две толщи: нижнюю – осадочно-эффузивную и верхнюю – эффузивную.

Нижняя граница нижней толщи наблюдалась на рр.Грубе-Шор, Паге и др.Здесь видно, как алевритистые сланцы или кварцевые алевролиты грубеинской свиты согласно перекрываются темно-серыми графитоидно-кремнистыми сланцами молодшорской свиты. Непосредственно на контакте этих свит располагается пласт темно-серых и иногда (левый борт долины р.Паги) красных кремнистых алевролитов. В них и залегающих

выше черных графитоидно-кремнистых сланцах была встречена [48] фауна - гистрикосферы ордовика и радиолярии *Rhodosphaera* sp., *Liosphaera* sp., *Thesosphaera* sp., *Stylosphaera* sp. По мнению определявшего их Б.М.Садрисламова, комплекс этих радиолярий близок к комплексу радиолярий из среднего и верхнего ордовика Казахстана.

Нижняя толща сложена темно-серыми и черными кремнистыми, графитоидно-кремнистыми и другими сланцами, зеленовато-серыми, серыми до черных кварцитовидными песчаниками, алевролитами, алевролитистыми и феллитовидными сланцами, базальтовыми, диабазовыми и (реже) андезитовыми порфиритами, их туфами и туфолавами. Резко подчиненное развитие получили кислые эффузивы, их туфы и известняки. Низы нижней толщи имеют примерно такой же литологический состав и облик, какой имеет чигимская свита. Отличие заключается в том, что наряду с кремнистыми и другими сланцами здесь широко развиты туфы, отсутствующие в разрезах чигимской свиты. Выше по разрезу постепенно все большее значение приобретают обычно сильно метаморфизованные туфы, туфолавы, а в самом верху и разнообразные (базальтовые и андезитовые) порфириты. Последние в чигимской свите не встречаются совсем.

Отчетливое представление о контакте между нижней и верхней толщами молдинской свиты дают ее разрезы по руч.Грубе-Шор и Пальник-Шор. Наблюдавший их здесь, а также в буровой скважине № 2 М.А.Маслов [77] отмечает постепенный переход нижней толщи в верхнюю.

В составе верхней толщи выделяются хлорит-эпидотовые, амфибол-эпидотовые и другие зеленые сланцы, порфиритоиды, базальтовые и (реже) андезитовые порфириты, их туфы, и в резко подчиненном количестве кремнистые сланцы и сильно измененные кислые эффузивы. Простолок кремнистых сланцев, характерных для нижней толщи, здесь редки, хотя и наблюдаются по всему разрезу. Кислые эффузивы и их туфы спорадически отмечаются в разрезе свиты, начиная с верхов нижней толщи. По представлению М.А.Маслова [77], хлорит-эпидотовые и другие зеленые сланцы и порфиритоиды составляют большую часть верхней толщи. Однако это верно лишь для разреза свиты по рр.Грубе-Ю, Грубе-Шор и, вероятно, Нюедь-Ю. В разрезах по руч.Пальник-Шор, Пальник-ты-вис и на водоразделе Пальник-вис - Пага преобладают сравнительно мало измененные туфы и порфириты. Зеленые сланцы здесь отмечаются в разрезах той части свиты, которая располагается ближе к массиву габбро-норитов.

Мощность нижней толщи оценивается всеми исследователями одинаково в 300-350 м. Мощность верхней толщи по М.А.Маслову [77] 500-550 м. По мнению автора, она не превышает 350-450 м. Общая мощность свиты 700-800 м.

Харотская свита (S-D₁hr)

Отложения харотской свиты выделяются лишь в северо-западной части листа, где слагают несколько небольших по площади разобренных участков. Наиболее значительные из них расположены в среднем течении р.Грубе-Ю, в верхнем течении р.Пальник-Ю, более мелкие - в районе оз.Большая Хойла и г.Хойла-Пз и др.Обнажения харотской свиты представляют собой щебенчатые развалки с редкими грядками и останцами. Лишь на р.Грубе-Ю и у оз.Большая Хойла наблюдались скальные выходы.

В пределах листа фаунистически доказан лишь нижнедевонский возраст пород свиты, хотя залегающая под этими слоями толща графитоидно-кремнистых и кремнистых сланцев совершенно идентична той, которая в 2-3 км западней рамки листа (р.Пага) содержит силурийские граптолиты. На р.Паге в 10 м выше контакта с грубенской свитой [50] обнаружены граптолиты (определения Т.Н.Корень, ИСГЭИ) *Samprograptus communis* (Lapw.), *Climacograptus rectangularis* (Nich.), *Climacograptus lamariscus* (Nich.), *Negrograptus* sp. и др., указывающие на среднелландоверийский возраст вмещающих их пород. Выше по разрезу в 80-100 м [50] найдены *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Betiolithes geinitzianus* (Barr.) и др., доказывающие наличие верхнего лландовери и венлока.

Единственный на территории листа значительный по протяженности разрез харотской свиты наблюдался [77] на р.Грубе-Ю. Здесь, на правом берегу, вниз по течению обнажаются:

1. Темно-серые глинисто-кремнистые и глинистые сланцы яйской свиты, 25 м.
2. Перерыв в обнаженности, 200 м.
3. Темно-серые и зеленовато-серые полосчатые, переслаивающиеся, сильно перемятые графитоидно-кремнистые и кремнистые сланцы с прослоями черных кварцевых песчаников и в конце отрезка известняков, 460 м.
4. Темно-серые сильно перемятые графитоидно-кремнистые сланцы с отдельными пачками петельчатых известняков, содержащих обломки трилобитов, брахиопод, стилиолин и тентакулитов, 70 м.
5. Зеленовато-серые и черные кремнистые сланцы, 10 м.
6. Серые с голубоватым оттенком петельчатые кремнистые известняки с тентакулитами и стилиолинами, среди которых встречены *Styliolina* sp., *S. minuta* Boucek, *Sogdiana* sp., *Nowakia* aff. *richter* Boucek et Prantl., *N. aff. sulcata* (Roem.) и др. Этот комплекс фауны

по мнению В.В.Макарихина, определявшего их, говорит о нижнедевонском и возможно даже нижнеэфальском возрасте вмещающих отложений.

9. Шабень темно-серых глинистых сланцев яйской свиты, 25 м.

Петельчатые известняки встречены на правом берегу р.Малой Хойлы в 600 м к западу от г.Хойла-Па, где они наблюдаются в контакте с полосчатыми темно-серыми и зеленовато-серыми кремнистыми сланцами. Общая мощность обнажающегося разреза не более 250 м. В слагающих верхнюю часть толщи петельчатых известняках (г.Хойла-Па) обнаружены стилиолиты и тентакулиты, среди которых В.В.Макарихин (Ухтинское ТГУ) определил *Stiloliolites* sp., *Nowakia* sp., *N. ex gr. asuarica* (Riht.), указывающие на нижнедевонский возраст вмещающих пород.

Нижнюю границу харотской свиты в пределах листа наблюдать не удается. Однако западнее, на р.Паге [50,51], харотская свита с перерывом, но без видимого несогласия залегает на грубенской свите с выпадением из разреза чигимской свиты среднего-верхнего ордовика. Южнее листа [12] на р.Молюд-Мусир и др. харотская свита согласно без видимого перерыва залегает на отложениях чигимской свиты. Контакты харотской свиты с вышележащими более молодыми толщами обнажены плохо. Обычно харотская свита трансгрессивно [12] перекрывается каменноугольными (яйская и воргашорская свиты) или пермскими (кечпельская свита) отложениями. Гораздо реже (всодраздел Пага - Пальник-Ю) на ней залегают породы средне-верхнедевонского возраста (пагинская свита). Характер их соотношений неясен - отложения этой свиты наблюдались здесь только в развалах. Юго-западнее на р.Паге силурийские образования со стратиграфическим перерывом [12,16,51] перекрываются отложениями пагинской свиты.

Сводный разрез харотской свиты, которая на территории рассматриваемого листа разделяется на две толщи, представляется в следующем виде. Нижняя толща сложена темно-серыми и черными графитоидно-кремнистыми и кремнистыми сланцами, переслаивающимися с листоватыми графитоидно-кремнистыми сланцами и содержащими прослой и мало-мощные пласты темно-серых кварцитовидных песчаников, а также плитчатых и петельчатых известняков (вверху толщи). К верхним ее частям приурочен горизонт, содержащий округлые известковистые конкреции размером до 1,5 м. К этой толще в соседних районах (рр.Пага и Большая Хойла) приурочены все находки граптолитов лlandoверийского, венлокского и нижнеудловского ярусов. Верхняя толща состоит из серых, зеленовато-серых и зеленых кремнистых сланцев, часто полосчатых, переслаивающихся между собой. Содержит пласты серых плитчатых и петельчатых известняков с обломками брахиопод из семейства *Orthisidae*, трилобитов, раковин стилиолитов. Разрез заканчивается пачкой петельчатых светло-серых известняков с обломками трилобитов, стилиолинами и тентакулитами нижнедевонского возраста.

Мощность нижней толщи составляет 350-400м, верхней - 200-250 м. Общая мощность харотской свиты достигает 550-650 м. В пределах района обнажено не более 350-400 м.

Лагортинская свита (S-D₁lg)

Образования лагортинской свиты распространены только на крайнем юго-востоке территории листа. Они образуют здесь широкую (4,0 - 4,5 км) полосу, прослеживающуюся на юго-юго-запад от низовьев р. Большой Лагорты до южной границы листа и далее на юг за его пределы (район так называемых Войкарских высот, по В.В.Маркину). Непрерывные разрезы свиты отсутствуют. Слагающие ее породы наблюдались лишь в виде небольших развалок и редких разобороченных останцов и грибок. По материалам Б.Ф.Костюка [71], изучавшего свиту не только в пределах площади листа, но и южнее в районе водораздела рек Восточная Кок-Цела - Налка-Юган, она сложена спилитами, спилитовыми и диабазовыми порфиритами, диабазами и более редкими альбитофирами, их туфами и [22] туфами ортофиоров.

Наиболее широко развиты спилиты, представленные собственно спилитами и спилитовыми порфиритами. По внешнему облику они идентичны. Это зеленовато-серые плотные тонкозернистые, обычно афировые, реже порфировые миндалекаменные породы, с типичной для них лавовидной отделенностью.

Структура афировых разностей спилитовая, гиаопилитовая и интерсестальная. Сложены они находятся в различных соотношениях узкими лейстами серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза, погруженными в базис, образованный продуктами раскристаллизации основного стекла - лейкоксеном, соссоритом, хлоритом и др. Порфировые разности обладают гомеропорфировой структурой со спилитовой основной тканью. Вкрапленники (до 15%) представлены удлиненными табличками альбитизированного плагиоклаза (андезина - лабрадора) и, иногда, пироксена (авгита). Основная ткань идентична ткани афировых разностей. Миндалины выполнены в центре хлоритом и эпидотом, на периферии - кварцем и кальцитом.

Диабазовые порфириты и диабазы развиты также довольно широко.

Альбитофиры отмечались много реже и только в развалках. Чаще встречаются внешне похожие на них туфы - мелкообломочные плотные породы полосчатой текстуры. Структура альбитофиоров порфировая с фельзитовой неясноферолитовой тканью. Вкрапленники - лейсты альбитизированного плагиоклаза (олигоклаз). Основная ткань - трудно разделимый агрегат зерен альбита, кварца, пластинок мусковита, биотита, хлорита и зернышек эпидота и магнетита. Туфы обладают кристалло- и (реже) кристаллолитокластической алевропелитовой структурой. Сложены обломками удлиненных кристаллов плагиоклаза и

кварца с примесью обломков альбитофиров. Иногда отмечаются (туф ортофира) обломки калиевых полевых шпатов. Цементом служит слабобрас-кристаллизованная хлоритизированная стекловатая ткань.

Вероятно в составе пород свиты присутствуют и туфосланцы. Щебень их встречается в развалках на правом борту р. Большой Лагорты.

Строение свиты осталось невыясненным. Возможно, что туфы и альбитофиры более типичны для ее верхов. Диабазы и спилиты тяготеют к нижним горизонтам.

Контакты пород свиты с развитыми в этом же районе к западу и северу кварцевыми диоритами конгорского комплекса и отложениями дзюляварчатинской свиты тектонические. Восточный контакт закрыт четвертичными отложениями. Однако наличие уступа в рельефе, обусловленного, как показали наблюдения в районе оз. Дзюля-Варчаты, сбросом, позволяет предполагать существование и здесь тектонического контакта.

Возраст свиты признается силурийско-нижнедевонским. Также датирует эти отложения С.Г. Боч [45, 46], проводивший здесь геологическую съемку. В.В. Маркин, описывая палитовые туфы в составе сомюганской свиты, указывает на наличие в них линз известняков с *Liasat-gura aff. kuschvensis Tscherng.* и др., которые характерны для верхов силура - нижнего девона (А.Н. Ходялевич). Аналогичные породы встречены в лагортинской свите. Поэтому есть все основания относить лагортинскую свиту к верхнему силуру - нижнему девону. В.Ф. Костюк [71] совершенно бездоказательно датирует эти отложения нижним-средним девонem.

Мощность свиты, по данным В.Ф. Костюка [71], около 800 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения представлены на восточном склоне Полярного Урала тремя (варчатинской, дзюляварчатинской и мусирской) свитами среднего и средне-верхнедевонского возраста, на западном склоне одной (пагинской) свитой средне-верхнедевонского возраста.

Средний отдел

Варчатинская^х свита (D₂vr)

Образования варчатинской свиты развиты исключительно в пределах хребта Янас-Таре. Они составляют западное крыло пологой синклинали, прослеживаются в виде широкой (6-7 км) полосы в северо-северо-восток. Нижняя подсвита малоуральской свиты, по Н.А. Литорченко, 1964 г.

точном направлении от южной оконечности этого хребта до верховьев руч. Пирчи-Сомм и уходят за пределы листа.

Свита сложена почти исключительно вулканокластическими породами: туфами, агломератовыми туфами, ксенотуфами, лавобрекчиями дацит-андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов. В подчиненном количестве отмечаются туффиты, туфогенные сланцы, туфопесчаники и конгломераты, а также мраморизованные известняки. В основании разреза свиты [75, 85] располагается карбонатный горизонт сложного строения с видимой мощностью около 100-110 м. Он образован линзами мраморизованных рифогенных известняков, пользующимися преобладающим распространением туфами, туфогенными сланцами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Нижняя часть линз известняков сложена темно-серыми конгломератовидными известняками с фауной эйфельского яруса, верхняя - светло-серыми мраморизованными известняками, не содержащими фауны. На карбонатном горизонте лежит мощная (100-120 м) толща грубообломочных (5-30 см) вулканокластических пород. В ее составе преобладают [75] агломератовые туфы дацит-андезитовых и андезитовых порфиритов, переслаивающихся с пластами ксенотуфов, отличающихся от первых наличием в кластической части известняков. Изредка отмечаются мощные (3-5 м) линзы мраморов. Вверху этой толщи наблюдаются туфы дацит-андезитовых порфиритов, пачки которых вверх по разрезу, быстро уменьшаясь в мощности, переслаиваются с пластами полимиктовых, а затем мономиктовых туфов андезит-базальтовых порфиритов, которые быстро вытесняют их из разреза. Последние слагают несколько меньшую по мощности (100-130 м) толщу, венчающую разрез свиты.

Контакты варчатинской свиты с подстилающими ее в более южных районах [10] силурийско-нижнедевонскими отложениями наблюдать в пределах листа не удастся. Здесь на значительном протяжении ее контакты с окружающими образованиями тектонические. Слагающие свиту породы прорываются кварцевыми диоритами конгорского комплекса, интенсивно изменены - амфиболитизированы, окварцованы и биотитизированы. В кварцевых диоритах, представленных в эндоконтакте кварцевыми габбро-диоритами, нередко содержится большое количество ксенолитов пород варчатинской свиты.

Возраст варчатинской свиты определяется как среднедевонский на основании сделанных В.В.Маркиным [19] сборов фауны из залегающего в основании свиты слоя темно-серых известняков. В 2 км к северу от оз. Дзоя-Варчати собраны ругозы: *Cynophyllum striatum* Soshk., *Neocolumbaria vargensis* Soshk., *Tryplasma devonia* Soshk. (определения Е.Д.Сожкиной и Н.Я.Спасского), табуляты: *Favosites* (*Asteriophyllum*) *acnigmatium* Porf., *F. ex gr. placenta* Rom., *F.*

oatenscus Fresh. и др. (определения Б.С.Соколова), криноидеи: *Supressocrinus stansius* Goldf., *S. minor* sp. nov., *S. abbreviatus* Qunst. и др. (определения Р.С.Китиновой) и строматопоры *Clathrodiction primord* Javor. var. *grandis* Javor. (определения В.И.Яворского), позволяющие датировать вмещающие их известняки эйфелем. В этом же районе, но в другой линзе мраморизованных известняков [41] собраны брахиоподы: *Spirifer* aff. *masu* Khod., *Samarotoechia* sp., *Strophomena* sp. и др. и кораллы *Gyrophyllum striatum* (Soschkina), *Favosites* (*Pachifavosites*) *mareovnyi* Sokolov (определения геологов палеонтологической партии Уральского ГГУ), подтвердившие эйфельский возраст этих отложений. Сбори аналогичной фауны были сделаны и на западном склоне массива Янас-Тере в верховьях ручья Титовского и других местах. Встреченные в этих же слоях форминиферы [41] *Parathurammina* cf. *afimica* Fron., *Bisphaera* (*Bulla*) *uchalensis* Malakh., *Lenticula alta* Masl. указывают, по мнению определявшей их Т.В.Прониной, на нижнедевонский возраст мраморизованных известняков.

Мощность отложений варчатинской свиты [75] 300-350 м.

Средний и верхний отдел

Пагинская свита ($D_{2-3}P_6$)

Пагинская свита пользуется на территории листа ограниченным распространением. Слагающие ее породы наблюдались в виде развалов на водоразделе рек Пальник-Ю - Пага и редких коренных выходов в долине р.Пальник-Ю. К северо-востоку они скрыты под мощным покровом четвертичных отложений, а к юго-западу уходят за пределы листа, где на р.Паге наблюдается фаунистически охарактеризованный разрез свиты. Здесь в темно-серых тонкозернистых и пелитоморфных известняках были найдены [12,50] пелециподы. Среди них В.Ф.Кулякова (ВСКГЕМ) определяла *Bacchiola* sp., *Modiolus* sp., *Parartix* cf. *uchtensis* Zamjat., *Ontaria* cf. *concentrica* Buch., указывающие на верхнедевонский, вероятно франский, возраст отложений пагинской свиты.

Нижняя граница пагинской свиты скрыта под наносами и наблюдать ее не удастся. Предполагается, что пагинская свита трансгрессивно [12] залегает на отложениях харотской свиты. Это предположение находит себе подтверждение в резком различии слагающих их осадков и грубозернистости коллимитовых песчаников низов пагинской свиты. Кроме того, А.Н.Водолазским [50] в районе водораздела рр.Пага - Малад-Нер в основании пагинской свиты были встречены конгломераты, залегающие на отложениях харотской свиты. В гальке этих конгломератов были встречены обломки черных и темно-серых углесто-кремнистых и кремнистых сланцев, характерных для последней.

Верхняя граница пагинской свиты также не наблюдалась. В пределах смежного листа Q-4I-XU [12] пагинская свита трансгрессивно, но без углового несогласия перекрывается отложениями яйской свиты каменноугольного возраста.

Сложена пагинская свита темно-серыми и черными, по преимуществу кварцевыми и кварцитовидными, редко полимиктовыми песчаниками с прослоями и пластами зеленовато-серых алевролитов, кремнистыми и глинистыми сланцами и прослоями песчаных известняков, известняков и (редко) пластов барита.

Характернейшей особенностью разреза пагинской свиты является присутствие в нем темно-бурых и серых толстоплитчатых массивных кварцитовидных песчаников с прослоями зеленовато-серых алевролитов и серых глинистых сланцев. В отличие от сходных пород чигимской свиты алевролиты и песчаники пагинской свиты содержат [12, 56] растительный детрит, а иногда вполне определимые остатки среднедевонских растений. Песчаники по преимуществу мелкозернистые, реже среднезернистые и только в низах свиты грубозернистые. В тесной ассоциации с последними отмечаются мелкогалечниковые конгломераты. Кластический материал (80-25%) представлен хорошо окатанными обломками кварца. Примесь (плагноклаз) невелика (4-5%). В грубозернистых разностях песчаников и конгломератах, наряду с кварцем и плагноклазом, отмечаются обломки (до 5%) кремнистых сланцев и песчаников. Структура неравномернозернистая псаммитовая и псефопсаммитовая. Цемент (20-2%) базальный и (реже) поровый, обычно кремнистый, глинисто-кремнистый, глинисто-известковистый и известковистый. Характерны растительный шлам (до 3-4%) и детрит.

В алевролитах состав кластического материала разнообразнее. Для алевролитов также характерно наличие растительного детрита и более крупных обломков растений.

Кремнистые сланцы темно-серые или черные, слоистые и плитчатые, нередко полосчатые. К. Г. Войновский-Кригер [6] указывает на присутствие в составе свиты голубовато-серых и зеленовато-лиловых разностей сланцев. В черных разностях отмечаются пылевидные частицы и примазки углистого вещества.

Известняки встречаются лишь в верхах разреза свиты и наблюдаются редко, в хорошо вскрытых разрезах (р. Пага и др.), где переслаиваются с пластами баритов (р. Пальник-Ю). Они имеют темно-серую и черную окраску. Известняки тонкозернистые, пелитоморфные, содержат примесь глинистого вещества, нередко встречаются битуминозные разности. Их более светло-серые разности, переслаивающиеся с пластами барита, более крупнозернистые и кроме глинистых частиц содержат зерна кварца, плагноклаза и пирита.

Строение свиты изучено слабо. В.А.Портнов [82], описавший разрез пагинской свиты на р.Пальник-Ю, выделяет в ее составе две толщи: нижнюю существенно песчаниковую, мощностью до 250 м и верхнюю, в основном сложенную кремнистыми сланцами. В верхах последней залегают пласты массивных и конкреционных баритовых руд. В одном из пластов известняков здесь найдены фораминиферы: *Parathuramina* sp., *P.radiosphaera* But. et Gus. *Radiosphaera* sp., *Uralinella* sp. (определения В.М.Дружининой, ВКПРЭ), датирующие толщу верхним девоном. Мощность толщи не превышает 120 м.

В более полных разрезах (р.Пага и др.) общая мощность свиты составляет 650-700 м.

Муспрская свита (D₂₋₃^{мв})

Муспрская свита выделена в 1968 г. А.С.Перфильевым [31]. Она имеет весьма ограниченное распространение. Встречена лишь в гипсометрически наиболее высоких частях хребта Янас-Тэре, где слагает ядра мелких синклиналей, усложняющих строение синклинальной структуры, образованной отложениями варчатинской свиты. Муспрская свита залегает на породах последней согласно. Однако значительное различие в облике, составе и, главное, размерности обломков вулканогенных пород, слагающих эти свиты, залегание муспрской свиты на разных горизонтах верхней толщи варчатинской свиты, присутствие обломков мраморизованных известняков с фауной Эйфельского яруса (пород нижней толщи варчатинской свиты) в базальных горизонтах муспрской свиты свидетельствуют о наличии размыва и стратиграфического несогласия между ними. Верхняя граница свиты не установлена.

Сложена муспрская свита грубообломочными агломератовыми туфами андезит-базальтовых порфиритов, редко ортофиров и приуроченными к ее низам прерывистыми горизонтами и прослоями полимиктовых конгломератов и светлых ксенотуфов. Строение разреза свиты представляется следующим. На грубых туфах андезит-базальтовых порфиритов, слагающих верхние горизонты варчатинской свиты, залегает слой сильно известковистого конгломератовидного ксенотуфа. В составе обломочного материала содержится большое количество разнообразных по размеру (0,15-1,0 м) угловатых со сглаженными краями обломков туфов и, иногда, миндалекаменных аффузивов андезит-базальтовых порфиритов, а также известняков. Мощность этого слоя ксенотуфов около 5 м. Выше залегает толща грубообломочных пестроцветных и агломератовых туфов андезит-базальтовых порфиритов, содержащая прослои полимиктовых туфов, иногда конгломератов и гравелитов, с туфогенной связующей массой кристаллокластической структуры. В конгломератах В.В.Маркиным [19] встречена галька тоналитов, роговообманкового габбро и вердитов. Мощность этой толщи колеблется от 200 до 245 м.

Мощность обнажающейся в пределах листа части свиты [75] не превышает 200-250 м.

Однако поскольку на описываемой территории свита сохранилась только в отдельных небольших синклиналях и верхние ее горизонты неизвестны, очень вероятно, что общая мощность ее больше.

Возраст мусюрской свиты условно признается [75] средне-верхне-девонским по наличию в ее базальных горизонтах перестроенной фауны эйфельского и [19] живетского ярусов.

Дзольварчатинская свита (D_{2dz})

Выделена В.В.Маркиным в 1954 г., который отнес к ней всю эффузивно-осадочную толщу, залегающую на варчатинской свите. В настоящее время она понимается в несколько ином объеме [31]. К ней нами отнесены мелко и (реже) среднеобломочные туфы андезит-базальтовых и базальтовых порфиритов, их лавобрекчии, туфы ортофиоров, ксенотуфы, а также туфогенные сланцы, песчаники, конгломераты и туфоконгломераты, развитые в районе восточного подножья хр. Янас-Тэре и гряды Варчатн-Мусюр. Они слагают здесь узкую (1,5-3,0 м) прерывистую полосу, прослеживающуюся в северо-восточном направлении от низовьев р. Восточной Кок-Пелы до верховьев р. Манжу-Ю, где она уходит за пределы листа. Контакты дзольварчатинской и варчатинской свит в пределах листа тектонические. Стратиграфические их соотношения наблюдались [75] лишь на сопредельной с востока территории листа Q-4I-XVII. Здесь (гряда Варчатн-Мусюр) в основании разреза свиты непосредственно над "мономиктовыми" туфами андезит-базальтовых порфиритов налиматинской свиты [31] - фациального аналога варчатинской свиты - располагается слой туфоконгломератов мощностью 10-15 см с полимиктовым составом обломков. Среди них преобладают различные порфириты, в подчиненном количестве отмечаются спилиты (?), туффиты, а также слагающие налиматинскую свиту туфы и известняки. Последние по облику и составу идентичны известнякам базального горизонта налиматинской (варчатинской) свиты и содержат типичную для них фауну эйфельского яруса: *Atropa ex gr. somata* Barr. и др. Выше залегает горизонт пестроцветных агломератовых туфов, отличающихся от соответствующих пород мусюрской свиты лишь мелкозернистостью. Среди обломков преобладают породы налиматинской свиты. Мощность 40-50 м. Далее последовательно залегают: 1) мелкообломочные ксенотуфы с полимиктовым составом обломков, 20 м; 2) мелкозернистые песчаниковидные кристаллокластические туфы с редкими прослоями полосчатых туфов и туффитов, 15 м; 3) тонкополосчатые внешние и серые слоистые туфы и туффиты, 5 м; 4) мелкообломочные пестроцветные ксенотуфы смешанного состава (преобладают обломки пород налиматинской

свиты), 5 м; 5) конгломератовидные, грубослоистые, литокластические туфы андезит-базальтовых, нередко миндалекаменных порфиров, 200-250 м.

Верхняя граница свиты осталась невыясненной. Общая мощность вскрытого разреза свиты 300-350 м.

Кварцевые диориты и диориты конгорского и габбро-диабазы мусоргского комплексов рвут отложения дзюльварчатинской свиты. Характер контакта эруптивный. Очертания линии контакта извилистые. Породы дзюльварчатинской свиты на контакте с кварцевыми диоритами орговыковыаны, окварцованы и эпидотизированы, а с габбро-диабазами - амфиболитизированы и эпидотизированы. Интрузивные породы заметно контаминированы, представлены меланократовыми диоритами и габбро-диоритами. Ильные породы войварского комплекса - диоритовые порфири-ты, диабазы и др. - также секут отложения дзюльварчатинской свиты.

Возраст свиты условно признан [75] средне-верхнедевонским на основании находок в ее базальных слоях обломков известняков с фауной эйфельского яруса.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нерасчлененные отложения

В пределах листа Q-4I-XVI каменноугольные отложения известны лишь на западном склоне Полярного Урала, где представлены двумя свитами: воргашорской и яйской.

Воргашорская свита (С vt)

Отложения воргашорской свиты распространены вдоль подножья мусоргов, окаймляющих водораздельный хребет Полярного Урала с запада, и прослеживаются в виде узкой (500-700 м) субмеридиональной полосы от р.Грубе-Ю на юге до р.Средней Лагорты на севере.

Контакты свиты с более древними отложениями тектонические. Однако за пределами листа в бассейне р.Паги [12,5I] воргашорская свита со стратиграфическим несогласием залегает на силурийско-нижедевонских (харотская свита) и ордовикских (погурейская и грубенская свиты) отложениях. Верхняя граница свиты с перекрывающими ее нижнепермскими отложениями наблюдалась лишь на р.Лагorte А.П.Белосусовым [4I], где отложения этих двух свит залегают согласно, но отделены стратиграфическим перерывом.

Воргашорская свита разделяется на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща сложена известковистыми песчаниками и алевролитами с пачками и прослоями углисто-глинистых, глинистых, глинисто-38

известковистых сланцев, а также с линзами известняков и песчанистых известняков.

Песчаники и алевролиты - преобладающие породы толщ - окрашены в серый и темно-серый цвет. Они мелкозернисты, обладают массивной или (алевролиты) слоистой текстурой. Структура псаммитовая, алевропсаммитовая и алевролитовая. Кластический материал (40-45%) образован зернами кварца, альбита, кальцита и турмалина. Редко наблюдаются обломки кремнистых сланцев и основных эффузивов. Цемент базального типа представлен микро- или криптозернистым глинисто-кальцитовым агрегатом. В цементе встречены фораминиферы^{х)} *Asterocarchaediscus* sp., *Archaediscus* sp.

Глинистые сланцы представляют собой серые, темно-серые, почти черные (углистые) тонкосланцеватые и пелитоморфные породы. Они отмечаются в разрезе толщ реже, чем песчаники.

Известняки темно-серые с характерной светло-серой корочкой на поверхности. Структура мелкозернистая. Текстура массивная. Состоят из кальцита (до 90%), углистого вещества (до 10%), единичных зерен кварца и пирита. М.А.Маслов [77] указывает, что в них встречены водоросли похожие на *Jassinella devonica* Reitl.

Верхняя толща сложена почти исключительно доломитами с незначительным количеством органогенных обломочных известняков, глинисто-карбонатных и углисто-карбонатных сланцев. В основании залегает небольшая пачка известняков, содержащих фораминиферы *Plectoguga* sp. близкие к *Plectoguga ex gr. similis*.

Светло-серые мелкозернистые массивные доломиты преобладают в толще. Структура их мелкозернистая мозаичная с участками неравномернозернистой. Порода состоит из доломита (85-90%), кварца (10-15%), альбита (1%), редких включений углистого вещества, единичных зерен кальцита и пирита. Иногда отмечается растительный петрит.

Углисто-карбонатные и глинисто-карбонатные сланцы представляют собой черные и темно-серые тонкозернистые тонкоплитчатые рассланцованные породы. В углистых разностях, сложенных кальцитом (75%) и углистым веществом (25%), обнаружены фораминиферы *Parathuramnina* sp.

Органогенные известняки, встречающиеся редко, окрашены в светло-серый цвет, средне- или крупнозернистые, сланцеватые. Структура псефосаммитовая. Они состоят из обломков глинисто-карбонатной породы (60%), криптокристаллического кальцита (3%), кварца (10%) и углистого вещества. Цемент базальный глинисто-карбонатный (25%). В нем отмечены обрывки водорослей [77] *Calcytophyllum* sp., характерных для карбона Подмосковья.

^{х)} Здесь и далее определения фораминифер произведены В.М.Дружининой (ВКПЭ Ухтинского ТГУ).

Мощность нижней толщи 300, верхней 200 м. Отсутствие на территории листа верхних горизонтов воргашорской свиты обуславливает меньшую ее мощность (500-550 м) по сравнению с мощностью на сопредельных территориях, где она достигает 700-750 м.

Собранная М.А.Масловым [77] и А.П.Белоусовым [41] на территории листа фауна фораминифер свидетельствует лишь о каменноугольном или, в лучшем случае, нижнекаменноугольном (визе) возрасте воргашорской свиты. Возраст свиты в целом признан каменноугольным.

Яйю с к а я с в и т а (С j j)

Яйюская свита получила развитие в среднем течении р.Грубе-Ю и на р.Юнь-Яга в районе впадения в нее р.Большой Ниель-Ю. Она залегает среди кечьпельской свиты, где обнажается в ядрах антиклинальных складок.

Нижняя граница свиты не наблюдалась. К.П.Евсеев [12-16] указывает, что западнее в районе р.Пальник-Ю она с перерывом (выпадает, по-видимому, фаменские отложения) залегает на пагинской свите среднего-верхнего девона. Это подтверждается находкой А.П.Белоусова [41] в районе руч.Грубе-Вож глыб конгломератов, значительная часть галек которых образована кремнистыми сланцами и черными кварцевыми песчаниками харотской и пагинской свит.

Перекрывается яйюская свита песчаниками и конгломератами кечьпельской свиты. По представлениям В.Н.Гессе [8,12], кечьпельская свита залегает на яйюской свите со стратиграфическим несогласием.

Представление о строении разреза свиты пока недостаточно отчетливо. С.Д.Петров [82], описавший лучший в центральной части Ламвнянской зоны разрез яйюской свиты на р.Пальник-Ю, выделяет в ее составе две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща залегает непосредственно на верхней (баритоносной) толще пагинской свиты. Она сложена глинистыми, углисто-глинистыми и известковистыми сланцами с редкими прослоями известковистых песчаников и известняков. В песчаных известняках собраны фораминиферы: *Plectogyna* sp., *Bisphaera* sp., *Bavolutina* sp., свидетельствующие о верхнетурнейском (?) возрасте толщи. В пределах листа эта толща наблюдалась лишь в развалах и единичных изолированных выходах на правом берегу р.Грубе-Ю.

Верхняя толща сложена известковистыми и другими песчаниками, алевролитами, сланцами и известняками. В известковистых песчаниках Г.П.Гуренчуком собраны фораминиферы: *Plectogyna* ex gr. *omphalota* (Raus. et Reitl.), *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *A. moelleri* var. *moelleri* Raus., *A. maximus* Gvoz. et Leb. и др. Комплекс фораминифер позволяет считать вмещающие их отложения визей-

сками. Именно эта часть разреза свиты и обнажается на территории рассматриваемого листа по рр. Грубе-Ю и Днь-Яга. Она содержит (собр. К.Г. Войновского-Кригера) здесь: *Endothyra priaca* Raus. et Reitl., *E. ex gr. similis* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus ex gr. moelleri* Raus., *A. cf. capperi* Brady и др. По мнению определявшей фораминиферы Д.М. Раузер-Черноусовой, фауна также указывает на визейский ярус карбона.

Возраст свиты определяется [7,12] как каменноугольный.

Мощность [7,12,16 и др.] составляет 700-750 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермского возраста представлены осадками двух фацциальных зон: Левинской и Елецкой. Первые развиты на северо-западе листа, где вскрыты буровой скважиной № 1 и рядом обнажений в бортах рр. Малой Хойлы, Лагорты, Большой и Малой Ниедь-Ю, Грубе-Ю и др. Вторые, покрытые мощным покровом меловых и четвертичных отложений, естественных обнажений не образуют. Присутствие их предполагается по керну буровых скважин [7,12], пройденных севернее и западнее листа вблизи его границы.

Л е в и н с к а я ф а ц и а л ь н а я з о н а

Пермские отложения Левинской фацциальной зоны представлены нерасчлененными осадками нижнего отдела системы - кечпельской свитой.

К е ч ь п е л ь с к а я с в и т а (Р₁кр)

Отложения кечпельской свиты образуют широкую (15 км) полосу, прослеживающуюся параллельно водораздельному хребту Полярного Урала от западной до северной границ листа.

Свита сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами, алевро-аргиллитами, аргиллитами с редкими прослоями углистых аргиллитов. Очень редко среди песчаников нижней части разреза свиты отмечаются небольшие (40-50 м) линзовидные тела и пласты гравелистов мощностью 15-16 см (р. Лагорты и др.). Песчаники и аргиллиты одинаково распространены. Алевролиты имеют подчиненное развитие. Обычно они тяготеют к контактам пачек и пластов песчаников и аргиллитов, обуславливая протекший переход от одной разновидности пород к другой. Реже наблюдаются отдельные пласты алевролитов среди аргиллитов.

Песчаники кечьяльской свиты как среднезернистые, так и мелкозернистые представляют собой плотные породы серого или темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Структура псаммитовая. Текстура массивная неясносланцеватая. Кластический материал (75-80%) представлен угловатыми, реже хорошо окатанными обломками зерен плагиоклаза, кварца, иногда карбоната, амфибола, калиевого полевого шпата и отдельными пластинками биотита и мусковита. Из аксессуарных минералов наблюдались магнетит, пирит, турмалин, циркон, гранат и апатит. Обломки пород (20-25%) принадлежат кремнистым сланцам, разнообразным порфиритам и зеленым сланцам. Обломки кислых и других эффузивов единичны. Цемент базальный (20-25%), иногда контактово-поровый, по составу глинистый пелитизированный и хлоритизированный, иногда карбонатный. Общны волноприбойные знаки. Для некоторых пластов песчаников отмечается шаровая отдельность [41]. Характерно присутствие в песчаниках округлых плоских линзочек аргиллита 1,0-5,0 см в диаметре. На рр. Грубе-Ю и Лаготе в мелкозернистых песчаниках наблюдались кремнисто-глинистые линзовидные и шариковые конкреции.

Гравелиты являются редкими породами кечьяльской свиты [41]. По внешнему облику они представляют собой такие же зеленоватые, темно-серые плотные плитчатые породы, как и вмещающие их полимиктовые песчаники. Разница заключается лишь в наличии в гравелитах существенного (20-30%) количества неправильно-угловатой гальки размером от 0,5-1,5 до 3-5 см. Галька представлена черными углисто-глинистыми сланцами и алевролитами - породами воргашорской и пагинской свит. Песчаники, цементирующие гальку, и песчаники, вмещающие линзы гравелитов, идентичны.

Алевролиты кечьяльской свиты представляют собой темно-серые, почти черные тонкослоистые, нередко листоватые, иногда полосчатые породы. Они образуют взаимные переходы к песчаникам и аргиллитам.

Для алевролитов кечьяльской свиты характерно присутствие на плоскостях напластования обильного растительного детрита в виде обугленных или графитизированных частиц от мелкой пыли до обрывков размером 3-5 см. Структура алевролитовая. Текстура сланцеватая. Обломочный материал (65-70%) представлен угловатыми зернами полевого шпата, кварца и пластинками серицита и хлорита. В незначительном количестве (0,5-1,0%) присутствуют обломки и цельные окатанные зерна гематита, апатита, эпидота, турмалина и циркона. Обломки пород единичны. Цемент, базальный или контактово-поровый, по составу глинистый, иногда существенно известковистый, серицитизирован и хлоритизирован.

Аргиллиты кечьяльской свиты представляют собой плотные, темно-серые до черных породы с ясным синеватым оттенком. Растительные остатки в аргиллитах отсутствуют. Сложены они исключительно глинистым

пелитовым материалом, в котором, кроме углефицированного растительного мусора, наблюдаются редкие единичные зерна кварца. В аргиллитах встречаются эллипсоидальные буро-черные конкреции размером до 10-15 см.

Разрез кечпелльской свиты, хотя и далеко не повсеместно, обладает ритмичным строением. Ритмы, или циклы, начинаются слоем песчанника (0,8-1,0 м), далее размеры зерен равномерно, но довольно быстро уменьшаются, и порода превращается в аргиллит. На слой аргиллита ложится слой песчанника или алевролита начиная новый цикл. В основании ритма наблюдается резкий контакт. Иногда здесь хорошо виден разрыв нижележащей пачки. Мощность отдельных ритмов 8-10 м. Суммарная мощность кечпелльской свиты 800-1000 м.

Среди растительных остатков Е.Ф.Чирковой еще в 1941 г. определены *Paracalamites* sp., *Noeggerathiorpis* sp., *Salagorpis* sp., *Knottia* sp., позволяющие отнести кечпелльскую свиту к нижней перми. О нижнепермском возрасте кечпелльской свиты свидетельствуют собранные на р.Лагorte [8] шариковые кремнисто-глинистые конкреции, которые, по мнению А.В.Макадонова, тождественны таким же по составу и форме конкрециям, характерным для низов разреза кныгинской серии. Принадлежность же последней к нижней перми давно доказана фауной. Нижнепермский возраст кечпелльской свиты также следует из заключения Н.П.Малаховой, определявшей фораминифер, найденных на р.Малой Хойле [8] в черных мергелистых известняках. По характеру микрофауны, внешнему облику и петрографическому составу эти известняки очень близки к известнякам артинского яруса перми, залегающим с разрывом на карбоне западного склона Северного Урала. Кроме того, в низах разреза кечпелльской свиты на рр.Большой Лагorte и Пальник-Ю наблюдаются гравелиты [41], галька которых частично образована породами пагинской, яйской и воргашорской свит.

Таким образом, нижнепермская кечпелльская свита, очевидно, залегает с перерывом на подстилающих каменноугольных отложениях. Приведенные выше данные противоречат точке зрения К.Г.Войновского-Кригер [3,8] о постепенном переходе между каменноугольными и нижнепермскими отложениями и отнесению кечпелльской свиты к верхнему карбону-нижней перми.

Е л е ц к а я ф а ц и а л ь н а я з о н а

Пермские отложения Елецкой фацциальной зоны, развитые на территории листа, представлены кныгинской серией - нерасчлененными образованиями нижнего отдела.

Д н ь я г и н с к а я с е р и я (P₁jn)

Присутствие отложений ньнягинской серии на территории листа установлено по скважинам, пробуренным в соседних районах. Эти скважины под толщей четвертичных и меловых отложений весьма различные, очень незначительные по мощности, плохо сопоставляющиеся друг с другом части разреза ньнягинской серии. Образования ньнягинской серии полностью слагают междуречье Ынь-Яга - Уса. Они представлены здесь песчаниками (50-60%), алевролитами (30-35%) и аргиллитами (10-15%).

Песчаники зеленовато-серые и серые, чаще мелкозернистые, иногда среднезернистые. Алевролиты неравномернозернистые, комковатые. Слоистость в них и других породах параллельная, реже косая, текстура массивная. По составу как песчаники, так и алевролиты полимиктовые. Они сложены угловато-окатанными обломками полевых шпатов и кварца. Обломки пород наблюдаются значительно реже и представлены исключительно кремнистыми сланцами и микрокварцитами. В качестве примеси присутствуют эпидот и магнетит. В алевролитах обычен обугленный растительный детрит. В песчаниках часто отмечаются уплощенные аргиллитовые включения. Конкреции распространены в песчаниках нижней части разреза серии и представлены глинисто-кремнистыми и в подчиненном количестве железисто-кремнистыми разностями.

Аргиллиты - почти черные или темно-серые, сланцеватые, слабо метаморфизованные глинистые породы. Они тесно ассоциируются с алевролитами. Как и аргиллиты кечпельской свиты не содержат растительного детрита, в них имеется лишь углефицированный растительный мусор.

Фауна встречается редко, причем обычно лишь в самых верхах нижней части серии. Чаще всего это обломки морских палеипод и брахиопод (*Nucula* sp.) пермского облика и, реже, пермских гониатитов. Флора более обычна и представлена отпечатками *Noeggerathiopsis* sp., *Bardocarpus aliger* Zal., а также *Samagopsis* sp., *Sylvella* sp., *Pecopteris* sp. (определения Х.Р. Домбровской, Ухтинское ГГУ).

Соотношение ньнягинской серии с кечпельской свитой остается невыясненным. Наиболее вероятно, что они фациально замещают друг друга. Автор параллелизует кечпельскую свиту с нижней и средней частями ньнягинской серии.

Мощность ньнягинской серии, вскрытая скважинами в непосредственной близости от границ листа, не превышает 250 м, в то время как суммарная мощность ее нижней и средней частей (сезымская, гусиная и бельковская свиты) здесь, вероятно, достигает 1000 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения встречены лишь на самом северо-западе территории листа. Выходы их на поверхность наблюдаются в бортах долин рр. Юнь-Яги, Лагорты и Малой Ниедь-Ю, а также на дне Юнь-Яги в 2,0 км вниз по течению последней от места впадения в нее р. Малой Ниедь-Ю. На остальной площади они вскрыты под покровом четвертичных отложений.

На подстилающих нижнепермских и каменноугольных отложениях верхнемеловые осадки залегают трансгрессивно с отчетливым угловым несогласием. Однако в пределах листа несогласие непосредственно в обнажениях не наблюдалось. Верхнемеловые породы залегают горизонтально или (очень редко) падают на запад-северо-запад под углами 2-3°.

Толща пород верхнего мела сложена многочисленными разновидностями глауконит-кварцевых песчаников и алевролитов и пользующимися подчиненным распространением опоковидными песчаниками. Все другие породы, наблюдавшиеся в разрезах — глауконитовые песчаники, опоки и глинистые сланцы — встречаются значительно реже.

Глауконит-кварцевые и связанные с ними постепенными переходами кварц-глауконитовые песчаники (алевролиты) представляют собой зеленую, нередко пятнистую мелкозернистую, реже среднезернистую неясно-слоистую толстоплитчатую породу, содержащую в низах разреза линзы конгломератов.

Кластическую часть пород составляют хорошо окатанные мелкие обломки зерен кварца (60-90%) и неправильные округлые более крупные (0,2 мм) тонкоагрегатные зерна травяно-зеленого глауконита (10-40%). Редкие обломки пород представлены разнообразными кремнистыми и глинистыми сланцами, алевролитами, микрокварцитами, песчаниками, роговиками, эффузивами и гранитоидами. В единичных зернах встречены альбит, циркон, сфен, рутил, лейкоксен, турмалин, монацит и другие минералы. В переменных и небольших количествах отмечается [12] органический детрит, обломки спикул губок, раковин диатомей, единичных фораминифер и кораллиновых водорослей.

Структура песчаников алевро-псаммитовая и псаммитовая, алевролитов — алевроитовая. Цемент базальный, по составу опаловый, сильно загрязненный пелитовой пылью, реже опалово-известковистый. С кварц-глауконитовыми песчаниками тесно связаны глауконитовые песчаники, являющиеся их обогащенной глауконитом (70-85%) разновидностью.

Залегают глауконитовые песчаники в виде маломощных (0,05–0,5 м) прослоев и пластов среди кварц-глауконитовых разностей.

Опоковидные, обычно алевротитые, песчаники и алевролиты представляют собой плотные мелко- и, чаще, тонкозернистые, тонкоплитчатые, горизонтально- или линзовидно-волнистослоистые серые и светло-серые породы. Типична очень сильная трещиноватость, неправильная полосчатость и пятнистость. Обломочную часть породы (50–60%) образуют очень мелкие, хорошо окатанные зерна кварца и иногда отдельные зерна глауконита. В качестве примеси постоянно присутствуют кальцит, эпидот, циркон, рутил и турмалин. Цемент базальный, обычно опаловый или, реже, опалово-известковистый. Характерно присутствие отдельных раковин *Oxutoma tenuicostata* Roem., *Ostrae* sp., *Inoceramus* sp. и др., рассеянных по всей мощности слоя. Между опоковидными, глауконит-кварцевыми, кварц-глауконитовыми песчаниками существует многочисленные переходные разности.

Опоки представляют собой темно-серые и серые, иногда глинистые, иногда известковистые, очень легкие породы. Структура алевропелитовая. Порода почти целиком (80–95%) состоит из опала, часто загрязненного пелитовым материалом. В качестве примеси присутствуют мельчайшие чешуйки слюды, зернышки кварца и, иногда, глауконита, обломки диатомей, фораминифер, спикул губок и верхнемеловых радиолярий [41].

Известняково-глинистые и глинистые сланцы наблюдались в виде редких маломощных прослоев среди опоковидных песчаников на р. Малой Ниедь-Ю. Они представляют собой тонкослоистую сланцеватую светло-серую, серую или темно-серую породу, сложенную агрегатом пелитовых частиц, иногда со значительной (25–30%) примесью кальцита.

Верхнемеловой (сантонский) возраст рассматриваемой толщи принимается по аналогии с лучше фаунистически охарактеризованными толщами верхнемеловых отложений, расположенных на соседних с севера и запада территориях. В пределах листа обнажается не более 20–25 м разреза верхнемеловых отложений, суммарная мощность которых на соседних территориях колеблется от 90 до 120 м.

КАИНОЗОИ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичного возраста распространены на территории листа широко. За исключением горной части они покрывают площадь района сплошным чехлом.

Мощность четвертичных отложений непостоянна, но в общем близка для западного и восточного склонов Полярного Урала. На северо-западе в пределах Усинской депрессии она достигает 40-45 м. К юго-востоку от долины р. Днь-Яга быстро снижается до 25 м (скв. № I), а затем и до 8-10 м на водоразделе рр. Грубе-Ю - Грубе-Шор (скв. № 2). В горной части мощность четвертичного покрова не превышает 2,5-3,0 м. На восточном склоне [41] она возрастает, достигая в долине р. Большой Лагорты 10-15 м [87], а затем на Малом Урале вновь снижается до 1,5-3,0 м. На востоке на территории Предуральской низменности мощность четвертичных отложений увеличивается до 80-100 м и более.

Представлены четвертичные образования сложным комплексом ледниково-морских, ледниковых, межледниковых и постледниковых осадков среднечетвертичного, верхнечетвертичного и современного возрастов.

Среднечетвертичные отложения (Q_{II})

Представлены структурными валунными и безвалунными мореноподобными суглинками, сопоставляемыми с ледниково-морскими отложениями днепровского и московского оледенений.

Ледниково-морские отложения (sa_{-II}^{2-4}), выделяемые в роговскую свиту, наблюдались на р. Грубе-Ю, на р. Днь-Яге выше устья р. Малой Ниедь-Ю, ниже устья р. Малой Ниедь-Ю и на р. Войкар ниже устья руч. Варчатн-вс.

Отложения роговской свиты в пределах листа залегает на меловых, каменноугольных и пермских породах (скв. № I). На восточном склоне Полярного Урала роговская свита, вероятно, залегает на морских отложениях казымской ($m_{-II}^{I_{kkm}}$) или папийской (m_{I-II}^{Pd}) свит.

Залегающий в основании роговской свиты горизонт суглинков, содержащий значительное количество валунов, наблюдался лишь в скважине № I. Нижняя граница свиты расположена здесь на отметке +90 м. В пределах речных террас роговская свита представлена повсеместно одними и теми же породами. Это темно-серые, почти черные с синеватым оттенком структурные суглинки, содержащие в небольшом количестве гальку, щебень и единичные мелкие валуны. Верхняя богатая валунами часть свиты в пределах листа не обнажается. Обломочный материал образован породами, слагающими Полярный Урал, причем не только теми, которые встречены на территории листа, но и такими, которые известны лишь за ее пределами. Среди валунов в отложениях роговской свиты на р. Днь-Яге, наряду с кварцем, кварцитами, амфиболитами, известняками, отмечены граниты, габбро, перидотиты и даже кварцито-

видные песчаники и красные яшны, выходы которых известны лишь далеко на севере (хр. Енгана-Па).

В суглинках основания обнажающейся части разреза свиты обнаружены морские диатомы и фораминиферы. Среди фораминифер И.Н.Семенов (ВКУРЭ) определял *Elphidium obavatum* *Shubman*, *Sacculina* sp., обломки спикул, губок и др. Анализы на соленость по Г.А.Стадникову показали, что образование суглинков происходило в пресной или сильно опресненной воде.

Видимая мощность отложений роговской свиты колеблется от 4-5 м (р.Юнь-Яга) до 8-12 м (рр.Войкар и Грубе-Ю). По скважине № I мощность роговской свиты 18 м. На водоразделе рр.Юнь-Яга - Уса она достигает, судя по пройденным на смежных листах буровым скважинам, 28-30 м и на Приуральской низменности 45-50 м.

Средне- и верхнечетвертичные отложения нерасчлененные (Q_{II-III})

Представлены озерно-аллювиальными и флювиогляциальными образованиями (ta-f_{II-III}), развитыми лишь на северо-западе территории листа. Здесь они вскрываются на р.Юнь-Яге, а также в бортах долин ее крупных притоков: рр.Лагортн, Большой и Малой Ниедь-Ю, Грубе-Ю и др. Кроме того, они установлены в буровой скважине (№ I) на водоразделе рек Грубе-Ю - Ниедь-Ю. На восточном склоне (р.Войкар) к ним относится содержащая пласты суглинков песчано-галечниковая толща, залегающая на отложениях роговской свиты.

Рассматриваемые образования представлены буровато-серыми неясно-слоистыми, различными по зернистости песками с галькой и галечниками с многочисленными, хорошо окатанными валунами. Для бассейна рр.Юнь-Яги и Войкара и самых низовий р.Лагортн характерны мелко-зернистые, слоистые или неяснослоистые пески с редкой галькой, не содержащие валунов, но с прослоями глин и суглинков. Залегают эти отложения на породах роговской или кечпельской свит, а на водоразделе рек Усы и Юнь-Яги [12] на ленточных глинах среднечетвертичного возраста.

В основании толщи (скв.№ I) иногда отмечается маломощный пласт гравия и валунов, в нижней и средней частях разреза - прослой среднезернистых и крупнозернистых песков с галькой. Последние на рр.Патге, Пальник-Ю, Ниедь-Ю и др. за пределами долины р.Юнь-Яги получают более существенное развитие. Здесь разрезы этой толщи на 70-80% сложены среднезернистыми песками с галькой. По облику они очень напоминают отложения, которые в бассейне рр.Усы, Ольховой и др. М.С.Калецкая [18] относила к озерно-аллювиальным образованиям

средне-верхнечетвертичного возраста. Севернее на рр. Большой Усе и Ния-Ю аналогичные отложения, также залегающие на роговской свите, были выделены [13] в ниятскую свиту средне-верхнечетвертичного возраста. Комплекс спор и пыльцы, собранный здесь в 1963 г. Э.М. Рапп, подтвердил мнение М.С. Калецкой о том, что эти отложения относятся к межледниковым образованиям, а их залегание на толще валунных суглинков роговской свиты под перекрывающей их зрянской мореной подтверждает правильность их отнесения к средне-верхнечетвертичным отложениям.

Там, где озерно-аллювиальные и флювиогляциальные отложения залегают непосредственно на дочетвертичных породах (рр. Лагорта, Пальник-Ю и др.), они имеют несколько иной облик и представлены буровато-серыми крупнозернистыми песками с галькой и галечниками. В средней и верхней частях разреза обычно прослойки глин и суглинков, а в основании — пласт галечников с обильными валунами и обломками коренных пород. Большинство геологов считают эти отложения флювиогляциальными образованиями. Анализ на соленость (по Г.А. Стадникову) глинистых прослоек, произведенный в лаборатории ЕИРЭ, показал, что их отложение происходило в пресной воде.

Во взятых из этих же глинистых прослоек пробах (р. Лагорта) обнаружена обильная пыльца (65%) и споры (35%). Преобладает, особенно внизу толщи, древесная пыльца (до 55%). Встречена пыльца *Picea* (10-15%), *Pinus* (20-22%) и *Betula* (12-15%). В незначительных количествах отмечена пыльца *Sulix* (2-3%), *Ulmus* (1%), *Talia* и *Betula nana* (до 2%). Пыльца травянистых растений представлена *Artemisia* (5-6%), *Graminae* (3-4%), *Cyperadiceae* (2%), *Ericallae* (1%), *Caryophyllaceae* (1%), *Sampositae*, *Polygonaceae* и др. Споры представлены *Polypodiaceae* (до 25%), *Sphagnum* (до 3%), *Lycopodium* (1%), *Selaginella*, *Bryalis* и др. По мнению проводивших анализ Л.В. Калугиной и Н.М. Кузнецовой, этот споро-пыльцевой комплекс близок к споро-пыльцевому комплексу ленточных глин из района Ленинграда и указывает на субарктический климат. Поскольку вверх по разрезу происходит постепенное уменьшение количества пыльцы древесных растений и увеличение количества спор, можно говорить о намечающемся похолодании. Этот вывод хорошо согласуется с данными [18] для района р. Кечь-Пель, где, по заключению Б.Б. Гречука, споро-пыльцевой комплекс проб, взятых из аналогичных отложений, отчетливо характеризует конец межледниковой эпохи и начало следующего оледенения.

Мощность озерно-аллювиальных и флювиогляциальных отложений колеблется от 4 м в буровой скважине (№ 1) до 6-8 м в обнажениях. Однако судя по данным буровых скважин на соседних листах она более значительна и для территории водораздела Уса — Днь-Яга составит 12-14 м.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III})

Представлены сложным комплексом рыхлых пород, в который входят ледниковые и флювиогляциальные отложения зырянского оледенения, аллювиальные отложения второй и более высоких надпойменных террас и ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные отложения горно-долинного сартанского оледенения.

Ледниковые отложения зырянского оледенения (Q_{III}^2) пользуются наиболее широким распространением и повсеместно фиксируются под покровными суглинками. Залегают они либо на озерно-аллювиальных и флювиогляциальных песках и галечниках средне- и верхнечетвертичного возраста, либо на размывтой поверхности роговской свиты, а на мусорах, в предгорьях и межгорных депрессиях непосредственно на коренных породах. Представлены они плотными вязкими бурными или буровато-серыми суглинками, содержащими значительное (до 50%) количество обломочного материала — главным образом средних-мелких валунов, гравия, гальки и щебня. Областью питания зырянского ледника служил Полярный Урал, а на востоке, вероятно, какое-то время также и Малый Урал. Эффузивы и мраморы, слагающие последний, встречены нами среди валунов морены зырянского оледенения на р. Войкаре, ниже устья р. Восточной Кок-Пелы. Проведенные исследования [41] суглинков на содержание в них спор и пыльцы дали отрицательный результат.

Существуют значительные по площади участки, рельеф которых является результатом деятельности зырянского ледника. К ним авторы относят водоразделы рек Пага — Грубе-Ю, Грубе-Ю — Малая Нидь-Ю и др. Здесь моренные отложения зырянского оледенения образуют ориентированные параллельно Полярному Уралу гряды многочисленных, беспорядочно разбросанных, продолговатых и округлых, невсхожих (до 10 м) холмов, разделенные заболоченными понижениями и озерами. В пределах листа Q-41-XVI на западном склоне выделяется одна такая полоса. На восточном склоне устанавливаются отдельные ее фрагменты. Эти образования М.С. Калецкая [18] рассматривает как стадиальные морены отступающего зырянского ледника.

Мощность отложений зырянского оледенения невелика (8-10 м), однако А.П. Белоусов [41] и Н.И. Литовченко [75] называют для нее на восточном склоне более высокие цифры — 15-20 м.

Флювиогляциальные отложения зырянского оледенения (Q_{III}^2) пользуются весьма ограниченным распространением и наблюдались в виде отдельных пятен на водоразделах рр. Пальник-Ю — Грубе-Ю и Юнь-Яга — Уса, р. Вой-

кар - руч. Варчатн-вис и др. Представлены они бурями или буровато-серыми песками. На водоразделе Онь-Яга - Уса и Онь-Яга - Грубе-Ю это мелкозернистые пылеватые пески, содержащие небольшое количество мелкой гальки, а на водоразделе рек Грубе-Ю - Пальник-Ю среднезернистые пески с обильной галькой, причем последняя образует в них отдельные слои. Отмечаются также мелкие единичные валуны. Характерным и общим для обеих литологических разностей флювиогляциальных отложений является то, что в рельефе они образуют прерывистую полосу многочисленных невысоких (2-3 м) овальных холмов, вытянутых параллельно моренной гряде зырянского оледенения. В понижениях между холмами под небольшим покровом (I-I,5 м) флювиогляциальных отложений обнажаются моренные суглинки зырянского оледенения, на которых они повсеместно залегают.

Мощность флювиогляциальных отложений не превышает 4-5 м, а иногда (водораздел р. Пальник-Ю - Грубе-Ю) составляет всего 2-3 м.

Аллювиальные отложения второй и более высоких надпойменных террас (а III³⁻⁴) отмечались лишь в долинах крупных водотоков (рр. Онь-Юга, Большая Лагорта и др.). Для них характерен песчано-галечниковый и гравийно-галечниковый состав. Чисто песчаниковыми с небольшой примесью гальки являются террасы рр. Войкара и Онь-Яга. Залегают аллювиальные отложения на различных по возрасту породах четвертичных и, чаще, дочетвертичных пород. Вполне вероятно, что эти отложения лежат и на флювиогляциальных отложениях зырянского, а может быть и более раннего оледенения. Разделить их в одном разрезе из-за сходства состава и облика невозможно.

Мощность этих отложений 8-12 м.

Ледниковые отложения горно-долинного (сартанского) оледенения (г III³) развиты весьма широко и наблюдались в верхнем течении почти всех крупных рек западного и восточного склонов Полярного Урала. Они выполняют днища каров и троговых долин, образуя здесь многочисленные холмы высотой 5-10 м и перегораживающие долину гряды высотой до 20 м и протяженностью 0,6-0,7 км. У выхода троговых долин в межтроговую депрессию наблюдаются скопления валообразных холмов конечных морен. Соединяясь между собой, они образуют широкую (до 3 км) полосу моренных отложений, окаймляющую с запада и востока подножие Главного хребта.

Моренные образования горно-долинного оледенения представлены крупнообломочным материалом: плохоокатанными валунами, реже глыбами, галькой и щебнем, скрепленным серым суглинком.

Валуны образованы только породами слагающими долину, по которой двигался ледник. Это указывает на локальность области питания сартанского ледника и отличает ее от морены зырянского оледенения.

Отложения сартанского оледенения залегают на коренных породах и валунных суглинках зырянского оледенения.

Мощность моренных отложений сартанского оледенения не превышает 5-6 м. Лишь на участках конечных морен она достигает 10-12 м.

Флювиогляциальные отложения сартанского оледенения (г^{III}⁴) развиты по долинам среднего течения рек Пага, Пальник-Ю, Грубе-Ю, Большой Лагорты и в нижнем течении рр. Восточного Погуря, Лабогая и др. Обычно ими сложены узкие террасовидные уступы в бортах долин. Реже флювиогляциальные отложения распространены в области слияния бывших ледниковых водотоков, а в настоящем горных рек восточного склона Большой и Малой Лагорты, Лабогей-Виль-Ю, Восточного Погуря, Погурей-Егорта и др. Здесь флювиогляциальные отложения сартанского оледенения слагают обширные, совершенно ровные, не покрытые растительностью участки без террасовидных уступов, что вероятно свидетельствует о связи их с каким-то одним продолжительным периодом таяния очень медленно отступавшего ледника. На западном склоне значительные участки, сложенные этими образованиями, отмечаются реже (район слияния рр. Правой, Средней илевой Лагорты).

Флювиогляциальные отложения сартанского оледенения сложены галечниками, слабо сцементированными грубыми песками с существенной примесью глинистого материала. От аллювиальных отложений они отличаются отсутствием валунов, более плохой сортировкой материала и худшей окатанностью галек, среди которых преобладают кварц, амфиболиты и гнейсы. Перидотиты отмечаются в подчиненном количестве. Мощность этих отложений не превышает 5 м.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (а^{III}⁴) выделяются на западном склоне по рр. Юнь-Яге и Большой Ниедь-Ю, а на восточном склоне по р. Большой Лагорте и др. Большинство исследователей [41, 77] не отделяют их от пойменных и рассматривают совместно. На р. Юнь-Яге рассматриваемые отложения залегают на суглинках роговской свиты и коренных породах, на р. Большой Ниедь-Ю - на пермских песчаниках и р. Большой Лагорте - на тоналитах. Представлены эти образования песчаными (р. Юнь-Яга) и песчано-галечниковыми (рр. Большая Ниедь-Ю, Большая Лагорта) отложениями. Пески мелко- и среднезернистые, хорошей окатанности, отчетливо слоистые. Песчано-галечниковые отложения также отличаются хорошей окатанностью и слоисты. Состав песков самый разнообразный при общем преобладании кварца. Мощность отложений первой террасы не более 4,0-4,5 м.

Верхнечетвертичные и современные отложения (С_{III-IV})

К ним относятся неразделенные **аллювиальные отложения поймы** и первой надпойменной террасы, **аллювиально-делювиальные**, **коллювиально-делювиальные** и **озерно-болотные отложения**.

Аллювиальные отложения поймы и первой надпойменной террасы (а_{III-IV}) развиты практически повсеместно и констатированы во всех водотоках на обоих склонах Полярного Урала. По составу они близки к аллювиальным отложениям второй и более древних террас, а также к флювиогляциальным отложениям зырянского и сартанского оледенений и представлены валунно-галечниковыми, гравийно-галечниковыми, песчано-галечниковыми и, редко, песчаными отложениями. Характерно, особенно для пойменных террас, широкое распространение валунных и валунно-галечных отложений. Мощность аллювиальных отложений поймы и первой надпойменной террасы колеблется в пределах 2,5-4,0 м.

Аллювиально-делювиальные отложения (ед_{III-IV}) развиты на всей территории листа. Они представлены двумя разновидностями, образовавшимися в результате выветривания четвертичных и коренных пород. Первый тип - светло-бурые и бурые покровные суглинки и супеси - отмечаются повсеместно, исключая участки, занятые озерно-болотными, пойменными и коренными породами. На моренных отложениях развиты суглинки, а на аллювиальных и флювиогляциальных отложениях - супеси. Их мощность не превышает 2 м. Второй тип отложений, распространенный в предгорьях, межгорной депрессии и горной части района, представлен различными (по величине обломков) развалками. На песчаниках, гравелитах, аффузивах и изверженных породах развиты крупноглибовые, а на фаллитах, алевролитах, кремнистых сланцах - мелкоглибовые аллювиально-делювиальные развалки. Их мощность редко превышает 2,5-3 м.

Коллювиально-делювиальные отложения (сд_{III-IV}) развиты, также как и аллювиально-делювиальные, на территории предгорий, межгорных депрессий Малого Урала и особенно широко в пределах горных массивов Полярного Урала. Образованные ими скопления в основном крупноглибового материала отмечаются повсеместно у подножий всех крутых склонов. Залегают они на всех четвертичных отложениях, хотя нередко (р. Восточная Кок-Цела) отмечаются и под отложениями первой надпойменной террасы. Мощность их колеблется от 1,5 до 8 м.

Озерно-болотные отложения (лр_{III-IV}) пользуются весьма широким развитием, особенно на территории Усинской и Приуральской низменностей. Значительно распространены озер-

но-болотные отложения и в южной части территории Лагортинской депрессии, на поверхности речных террас. Озерно-болотные отложения представлены вязкими, насыщенными водой, синеватыми темно-серыми, серыми и буро-серыми глинами с прослоями песка и торфом. Последний пользуется широким распространением, образуя обширные массивы крупно-, мелко- и плоскоугристых торфяников. Торф на глубине 2-4 м подстилается глинами и связан с ними постепенными переходами. Залегают болотно-озерные отложения на всех разновидностях четвертичных отложений. Наиболее часто на суглинках зырянского оледенения и на аллювии первой и второй надпойменных террас. Их мощность колеблется от 0,5 до 8 м.

Современные отложения (Q_{IV})

Представлены моренами горного оледенения, пролювиальными и аллювиальными отложениями пойменных террас.

Ледниковые отложения горного оледенения (g_{IV}) наблюдались в самых верховьях современных водотоков, берущих начало в карах (р. Погурей и др.) на западном склоне и в ущельях на восточном склоне (р. Хойла и др.). Размеры площадей, занятых отложениями горного оледенения, невелики - не более 1,0-1,5 км. Они образуют невысокие (до 4,5 м) холмы и гряды у задних крутых стенок каров и, реже, в устьевых частях последних. В этом случае весь кар покрыт отложениями горной морены (рр. Большая Хойла, Лагорта-Барт и др.). Отложения горного оледенения образованы крупными (до 1,5 м) слабоокатанными плитообразными валунами, глыбами и обильным щебнем, составляющими до 90% всей массы породы. Сцементированы обломки небольшим количеством суглинка, содержащего существенную (до 40%) примесь дресвы. Состав валунов, глыб и щебня однообразен и всегда соответствует тем породам, в которых заложен кар. Залегают отложения горного оледенения на коренных породах или на отложениях сартанского оледенения. Мощность их не более 5 м.

Пролувиальные отложения (p_{IV}) значительно распространены как на восточном, так и на западном склонах Полярного Урала. Конусы выносов, расположенные в районе верхнего течения рек Большой и Малой Нядь-Ю, Левой Лагорты и Грубе-Ю, исключительны по своим масштабам для Полярного Урала. Представлены они скоплением самых различных по составу и величине глыб и валунов, сцементированных буро-серым суглинистым материалом с массой щебня и дресвы. Содержание крупных обломков (валунов и глыб) не менее 40-45%, а в мелких конусах выноса внутри горного массива - до 85%.

Залегают отложения конусов выноса на моренных суглинках сартанского (рр. Большая и Малая Ниедь-Ю и др.), иногда (р. Грубе-Ю) зиянского оледенений и, редко, на аллювиальных отложениях. Современные водотоки размывают конусы выносов и углубились в них на 1,0-1,5 м. Мощность пролювиальных отложений близка к 3,5-5,0 м.

Массовые образования конусов выноса связаны с каровым оледенением и, хотя условно, считаются образованиями современного периода.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я п о й м н ы х п о й м е н н ы х т е р р а с (а IУ) развиты повсеместно. Представлены песчаными, песчано-галечниковыми, галечнико-гравийными, галечнико-валунными отложениями, сходными по облику и вещественному составу с более древними верхнечетвертичными и верхнечетвертичными-современными аллювиальными образованиями. Отличием является лишь исключительно широкое распространение в современном аллювии галечниковых и валунно-галечниковых разностей. Пойменные террасы, а также отмели и косы сложены галечниковыми и песчано-галечниковыми, а в горной части - галечнико-валунными отложениями. В верховьях водотоков пойменный аллювий содержит обильное количество щебня и мелких глыб местных пород. Мощность этих отложений 1,5-2 м.

И Н Т Р У З И В Н ы е О Б Р А З О В А Н И Я

Интрузивные образования пользуются широким распространением в пределах описываемого листа.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Г а б б р о - д и а б а з ы и д и а б а з ы (H_2O) слагают многочисленные пластовые силлообразные тела и дайки, прослеживающиеся непосредственно западнее Войкаро-Сныинского гипербазитового массива от верховьев р. Игдей-Юган на юге до р. Хойлы на севере. Обычно их тела залегают согласно с вмещающими породами молдусурской, копельской, погурейской и грубеинской свит. Иногда [51] они следуют разрывам, отчетливо секущим под острым углом отложения нижнего ор-

довика и протерозоя. Падение тел обычно юго-восточное крутое ($55-70^{\circ}$). Мощность пластовых залежей не более 50, даек - 12 м. Протяженность значительна и достигает 1,2 км.

Вмещающие породы вблизи контакта с диабазами осветлены. Следы термального контактового воздействия не обнаруживаются. Вероятно они затухиваны позднейшими метаморфическими преобразованиями - разлитием светлой слюды, хлорита и эпидот-цоизита. Сами габбро-диабазы в эндоконтакте эпидотизированы и уралитизированы. Габбро-диабазы испытали наложение полифазального регионального метаморфизма. В зоне, непосредственно примыкающей с запада к Главному глубинному разлому, они частично превращены в разнообразные метадиабазы.

Возраст габбро-диабазов определяется тем фактом, что они прорывают ранне-среднеордовикские отложения и затронуты преобразованиями в связи с региональным метаморфизмом раннесилурийского возраста.

Габбро-диабазы и диабазы представляют собой мелкозернистые и среднезернистые светло-зеленые массивные породы. Структура габбро-офитовая и офитовая. Состоят они из основного соспиритизированного плагиоклаза (70-75%), пироксена (до 6%), уралитового амфибола (10-12%), титаномagnetита (до 10%), апатита (1-2%). В переменных количествах отмечаются цоизит, эпидот, хлорит, серпент и пирит.

Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры (H_2O_3) наблюдались в верховьях руч. Перевального и р. Восточного Погурейя. Они образуют пластовые и неправильной формы интрузивные тела, прорывающие породы молдмускурской, кокпельской и погурейской свит. Мощность тел не превышает 150-200, протяженность 600-800 м. Чаще наблюдаются группы мелких тел мощностью 8-10 м и менее и протяженностью до 80-100 м. Падение восточное или юго-восточное, углы падения $50-65^{\circ}$. Характер контакта отчетливо эруптивный. В экзоконтактовом ореоле (до 50-70 см) отмечается альбитизация и окварцевание, в эндоконтактах лежащего бока интрузивных тел иногда наблюдаются участки халькозин-борнитовой или халькопирит-пиритовой минерализации (руч. Погурей-Егарт). Абсолютный возраст (определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИГ Коми филиала АН СССР) кварцевых порфиров р. Погурей-Егарт, рвущих нижнеордовикские отложения, 430 ± 3 млн. лет [51], вероятно, несколько завышен за счет наложения метаморфизма.

Кварцевые порфиры позднеордовикского возраста представляют собой светло-серые, светло-зеленовато-серые, чаще зеленые породы массивного, иногда гнейсовидного сложения с характерной глыбовой, изредка ромбовидной отдельностью. Структура порфировая, в эндоконтактах тел нередко афировая. Порфировые выделения, составляющие до 20% породы, представлены кварцем и альбитизированным калиевым полевым шпатом. Основная ткань, всегда интенсивно измененная, обнаруживает

микрофелзитовую, микропояклитовую или сферолитовую структуры. В ее составе, наряду с кварцем и калиевым полевым шпатом, отмечается биотит, с которым ассоциирует лейкоксен. В измененных разностях в обилии присутствуют серицит, хлорит и эпидот. В числе примесей и аксессуаров отмечаются гематит, ильменит, циркон, редко ортит и монацит. С последним связана повышенная радиоактивность рассматриваемых пород.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ - РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Объединяются Д.Е. Молдавцевым [67, 68] в собский интрузивный комплекс. Габбро-нориты и габбро ($\text{CaO}_3 - \text{Si}_1$), а также доизитизированные и гранатизированные метагаббро ($\text{CaO}_3 - \text{Si}_1$), представляющие раннюю фазу собского интрузивного комплекса, слагают в пределах рассматриваемого листа крупный массив сложного строения. В виде полосы шириной 0,5 км на юге (руч. Игдей-Егарт) и до 5-6 км на севере (р. Большая Нидь-Ю) он окаймляет с запада Войкаро-Сыньинский гипербазитовый массив и прослеживается от южной границы листа до верховьев р. Средний Лагорты. Габбро-нориты и габбро слагают центральную часть интрузии в ее наиболее широком месте в районе верховьев рр. Пальник-ты-вис, Средней Лагорты. К периферии они постепенно сменяются метагаббро и апогаббровыми (?) амфиболитами. Последние отделяют интрузивный массив от контактирующих с ним гипербазитов на востоке и метаморфизованных ордовикских отложений на западе. Ширина восточной полосы амфиболитов, представленных эпидот-доизитовыми и гранат-доизитовыми разностями с участками метагаббро, колеблется от 1,5 до 3 км. Западная полоса, сложенная альбитизированными и гранатизированными доизит-амфиболитовыми апогаббровыми породами с мусковитом, гораздо уже и не превышает 0,5-1,0 км. Целиком апогаббровыми амфиболитами и метагаббро сложен участок интрузии к югу от верховьев р. Паги, там где ее ширина не превышает 1,5 км.

Если граница апогаббровых амфиболитов с гипербазитами устанавливается легко, то с метаморфизованными ордовикскими образованиями она не всегда достаточно отчетлива из-за близости состава контактирующих пород. Как правило, среди апогаббровых амфиболитов отсутствуют мусковит-альбитовые гнейсы, являющиеся характерным членом ассоциации метаморфитов ордовика. Вмещающие ордовикские образования падают под габбровый массив. Последний, в свою очередь, подстилает гипербазиты. Плоскость контактов наклонена на юго-восток под углами 50-70°.

Габбро-нориты и габбро макроскопически идентичны и представляют собой зеленовато-серые и серые мелко- и среднезернистые массивные породы. Отчетливо выражены гнейсовидность и полосчатость. Последняя обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых разностей породы. Ориентировка полосчатости в центральной части массива субширотная, т.е. направлена вкrest простиранья региональных структур. Лишь вблизи контактов она становится северо-восточной [77]. Габбро-нориты имеют обычный для этой группы пород состав. Их метаморфизованные разности (метагаббро) состоят из присутствующих в различных соотношениях роговой обманки, цоизита, граната, биотита, пирита и карбоната, единичных зерен апатита, сфена и ильменита.

Метагаббро и апогаббровые амфиболиты в западной эндоконтактной части массива, как правило, крупнозернистые и среднезернистые массивные породы полосчатого сложения, grano- и нематогранобластовой с участками габбровой структур. Сложены они находящимися в самых различных соотношениях роговой обманкой, сосцитизированным плагиоклазом, эпидотом, цоизитом, гранатом, кварцем, рутилом, ильменитом, сфеном, магнетитом, пиритом. Вторичные минералы - серицит, карбонат, хлорит и пренит.

В зоне восточного эндоконтакта апогаббровые амфиболиты представлены цоизит-амфиболовыми (нередко полиамфиболовыми), обычно гранатизированными разностями, иногда альбитизированными и мусковитизированными.

Биотит - роговообманковые тоналиты, плагиограниты и кварцевые диориты ($\gamma_0 C_3 - S_1$) поздней фазы собского интрузивного комплекса получили широкое распространение в пределах Лагортинской межгорной депрессии. Они образуют здесь широкую (7-8 км) неровную полосу, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с простираньем преобладающих региональных структур и уходящую за пределы листа к югу и северо-востоку.

На юго-востоке массив тоналитов по линии крутопадающего (85° на юго-восток) разлома контактирует с породами варчатинской свиты среднего девона и прорван кварцевыми диоритами и тиоритами позднедевонского конторского интрузивного комплекса.

С северо-запада к рассматриваемому массиву примыкает полоса разнообразных амфиболитов и плагиоклаз-амфиболовых сланцев условно ордовикского возраста. Она отделяет массив тоналитов от расположенных западнее массивов габбро и гипербазитов соответственно каршорского и войкаро-сыньинского комплексов. Тоналиты в ряде мест обнаруживают четкие эруптивные соотношения с амфиболитами, но нередко послонно их инъецируют и частью ассимилируют, давая начало разнообразным мигматитовым породам диоритоидного состава [25, 28, 77].

Поверхность контакта тоналитов с амфиболитами круто (60-70°) падает на северо-запад. Входящие в состав массива гранитоиды характеризуются хорошо выраженной гнейсовидностью и такситовым сложением. Разнообразие гранитоидов, по мнению В.Ф. Морковкиной [28], обусловлено ассимиляцией пород кровли. Повсеместно отмечаемые среди гранитоидов ксенолиты и крупные отторженцы вмещающих метабазитов подтверждают это соображение.

Среди пород массива отмечены биотит-роговообманковые тоналиты, плагиограниты и кварцевые диориты. Они связаны взаимопереходами и составляют единый сингенетичный ряд. В их распределении в пределах наблюдаемой части интрузии можно отметить некоторые закономерности. На западе в полосе шириной до 5 км распространены преимущественно кварцевые диориты [77]. На востоке преобладают тоналиты и плагиограниты.

Тоналиты, кварцевые диориты и тесно связанные с ними более лейкохроматные плагиограниты макроскопически представляют собой зеленовато-серые среднезернистые или мелкозернистые массивные или светло-серые породы. Структура гипидиоморфная, реже порфировидная и пойкилитовая, обычно со следами катаклаза. Состоят они из зонального соскритизированного плагиоклаза (преимущественно андезина), пятнистой обыкновенной зеленой роговой обманки, биотита, кварца и реже калиевого полевого шпата (до 4%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, ортитом и пиритом.

РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Войкар-синьинский дунит-гарцбургитовый комплекс составляет одноименный массив гипербазитов, прослеживающийся в южной части Полярного Урала. Наблюдаемая в пределах рассматриваемого листа часть этого массива образует в плане два веретенообразных раздува шириной до 12-15 км, соединенных узким (4 км) перешийком в районе рек Малой и Большой Лагорты.

Поверхность контактов гипербазитового массива с вмещающими породами имеет крутое юго-восточное падение (на р. Погурей - восточное-северо-восточное). Это согласуется с геофизическими данными, судя по которым массив круто наклонен на юго-восток [69]. Непосредственно к западу от него прослеживается полоса интрузивных метагаббро и габбро-норитов, а также метаморфизованных ордовикских образований. С востока гипербазиты прорваны габбро и габбро-норитами, близкими к эвкритам (кэрнорский комплекс). В зоне эндоконтакта наблюдаются участки фальдизации гипербазитов [26, 28].

Гипербазитовый массив сложен в основном гарцбургитами, дунитами и войкаритами^{х)}. Пироксениты и серпентиниты развиты в подчиненных количествах.

Глубина эрозионного среза массива, достигающая 500-700 м (оз. Верхняя Хойла), позволяет выявить на отдельных участках его зональное (по вертикали) строение. В верхней (гипсометрически) части развиты гарцбургиты, их подстилают войкариты. Вблизи подошвы массива обнажаются дуниты.

Гарцбургиты (δs_I) составляют более двух третей площади массива. Видимая мощность гарцбургитовой зоны колеблется от 200-300 до 600-700 м. В ее нижней части вблизи контакта с дунитами наблюдаются дунитовые обособления, представленные жлообразными, реже шириобразными телами мощностью от 0,1-0,2 до 1,5-2,5 м. В районе руч. Игдей-Лабогей-Шор и р. Погурей дунитовые обособления пересекаясь образуют сложную сетку. В районе оз. Верхней Хойлы они располагаются согласно с простиранием полосчатости. Полосчатое сложение гарцбургитов обусловлено неравномерным (послойным) распределением агрегатов энстатита.

Простираание полосчатости в целом соответствует простираанию контактов массива. Падение под крутыми углами ($60-80^\circ$) направлено от периферии к центру. На водоразделе рр. Труба-Ю - Хойла полосчатость очерчивает воронкообразную структуру. Наряду с полосчатыми гарцбургитами, значительные участки интрузии сложены их массивными разновидностями с равномерным распределением неориентированного энстатита. Внешний облик, состав и строение гарцбургитов подробно охарактеризованы в работах А.Н.Алешкова [1], Г.А.Падалки [30], А.А. и Г.Н.Савельевых [33].

Войкариты ($\Sigma \delta s_I$), выделенные и описанные Г.Н. и А.А.Савельевыми [36], развиты преимущественно к северу от руч. Лым-Шор, где прослеживаются в виде полосы непрерывных выходов шириной 2-6 км вдоль центральной части массива, ближе к его западному контакту. У восточного контакта они вскрываются на участках р. Лагорта-Ю - р. Хойла и р. Погурей - р. Игдей-Егарт. Положение зоны войкаритов в разрезе западной части массива отчетливо устанавливается в районе оз. Верхней Хойлы. Здесь нижняя часть долины руч. Хойла-рис сложена дунитами. На них налегают войкариты, обнажающиеся в обрывах долины Хойлинских озер, а водораздельное плато и вершины сложены гарцбургитами. Мощность войкаритовой зоны достигает 600 м. Подобная мощность войкаритов наблюдается не повсеместно. В восточной части массива (рр. Лагорта-Ю, Труба-Ю) она едва достигает 40 м.

х) Антигорит-оливиновые породы.

На контакте войкаритов и гарцбургитов при наличии постепенного перехода в войкаритах сохраняется реликтовая полосчатость гарцбургитов, при резком контакте этих пород массивные гарцбургиты сменяются рассланцованными оливин-антигортитовыми породами.

Граница войкаритов и дунитов отчетливая. По внешнему облику войкариты резко отличаются от гарцбургитов и дунитов. Для них характерна белесо-желтая корка выветривания со своеобразным листовато-таблитчатым рисунком, на которой видна редкая вкрашенность бурого, почти полностью разложенного хромшпинелида. Менее распространены их разности с темной красновато-бурой коркой выветривания, содержащие обычно игольчатый амфибол-куммингтонит (водораздел рек Большая Лагорта - Лагорта-Бгарт, Каровый массив). Структура войкаритов гнейсовидная, порфирокластовая. Текстура сланцеватая и塊狀. Количество оливина (Fa8-10) колеблется в пределах 15-85%. Остальную часть породы составляет антигортит, развивающийся по оливину с образованием пластинчато-волокнистых и металлических агрегатов. В незначительном количестве (менее 1%) присутствуют хромшпинелид, клинопироксен, магнетит, хлорит, актинолит-тремолит.

По химическому составу войкариты занимают промежуточное положение между гарцбургитами и дунитами.

Дуниты (60 S_T) вскрыты в основном вблизи восточной эндоконтактовой части массива и в меньшей степени у западной. Ширина полосы дунитов 1-2 км. По руч. Хойла-Вис и мелким притокам западного склона массива дуниты вскрываются в днищах долин. В этом случае структурное положение дунитовой зоны устанавливается непосредственно в обнажениях: видно, как дуниты к востоку полого погружаются под войкариты. Максимальная видимая мощность дунитовой зоны составляет 250-300 м (руч. Хойла-Вис). Граница дунитов с войкаритами четкая. В тех случаях, когда зона войкаритов отсутствует, от дунитов к гарцбургитам наблюдается постепенный переход.

Дуниты представляют собой однородные массивные плотные черно-зеленые породы с гладкой ярко-желтой коркой выветривания, на которой выделяются рассеянные зерна и цепочки хромшпинелидов. Структура дунитов средне- и крупнозернистая, неравномернозернистая. Зерна оливина (Fa 8-9) обладают неправильно-изометричной формой с извилистыми, зубчатыми контурами; более мелкие зерна имеют полигональную форму. Оливин замещается lizardитом и хризотилом по петельчатым трещинам. Редкие зерна клинопироксена тяготеют к скоплениям хромшпинелидов.

К дунитам поздней фазы отнесены небольшие тела дунитов в центральной части массива, залегающие в основном среди войкаритов. Они сильно вытянуты в северо-восточном (водораздел рек Лагорта-D - Средняя Лагорта) или субмеридиональном (водораздел рек Большая

Лагорта - руч.Лагорта-Егарт) направления, согласно с основными структурами массива. Падение поверхностей контактов этих тел крутое 60-80°. Размеры тел: 2-6 км длина и 0,3-1,3 км ширина. На глубину они вскрыты эрозией до 200-300 м. В экзоконтакте с рассматриваемыми дунитами вмещающие войкариты интенсивно рассланцованы. Дуниты поздней фазы обычно обнаруживают гигантозернистую пегматоидную структуру и в свежем сколе светло-фисташково-зеленую или желтовато-серую окраску. Крупные кристаллы оливина (Fe_2SiO_4) хорошо различаются как в изломе, так и на тонкой ярко-желтой корочке выветривания. Акцессорный хромшпинелид содержится в повышенных (до 5%) количествах. Количество серпентина, нередко представленного антигоритом, не превышает 10%.

Пироксениты, клинопироксениты (ψS_1) развиты непосредственно в эндоконтактных зонах гипербазитового массива. На западе они обнажаются в верховьях рр.Левая Лагорта, Малая Лагорта, Игдей-Юган и др., на востоке по рр.Труба-Ю, Лагорта-Ю, на водоразделе р.Большой Лагорты и руч.Кар-Шор, а также в отдельных телах гипербазитов, залегающих среди габбро. Пироксениты (клинопироксениты) прослеживаются в виде дайко- и широкообразных крутопадающих тел, обычно согласных с простиранием контактов массива. Протяженность их от 50 м до 10 км и мощность от 10 м до 1,2 км.

Пироксениты связаны с дунитами постепенными переходами через оливинсодержащие разности и верлиты. Они обладают крупнокристаллической, иногда пегматоидной структурой, массивной текстурой и зеленовато-черным цветом. При переходе к дунитам структура породы становится порфировидной, гломеропорфировой. Главный породообразующий минерал пироксенитов - пироксен близкий к авгиту (диаллаг). Рудные минералы представлены хромшпинелидом, магнетитом, вторичные - актинолитом-тремолитом, антигоритом, хризотилом, лизардитом, хлоритом.

Серпентиниты (ψS_1) прослеживаются вдоль западной периферии массива, где образуют прерывистую маломощную эндоконтактную оторочку шириной 0,1-0,4 км.

В полосе восточного экзоконтакта серпентиниты слагают небольшие самостоятельные тела, располагающиеся среди габбро кэрпурского комплекса (ксенолиты) и среди амфиболитов (сателлиты). Их протяженность от нескольких метров до 0,5-5,0 км, мощность от нескольких до десятков и сотен метров.

Структура серпентинитов реликтовая аллотриоморфнозернистая или петельчатая, сетчатая, иногда листовато-метельчатая. Количество серпентина - хризотила, лизардита и антигорита - составляет не менее 70%. Почти всегда присутствуют актинолит-тремолит, хлорит,

бастит (в апогартцбургитовых разностях), реликты оливина, магнетит, изредка тальк, брусит, кальцит, моноклинный пироксен.

По данным В. Э. Молдаванцева, гипербазиты войкаро-синьинского комплекса не обнаруживают следов воздействия регионального плутонического метаморфизма позднеордовикско-раннесилурийского возраста (абсолютный возраст по слюдам 430-446 млн. лет), затронувшего вмещающие образования ордовикского и более древнего возрастов. Абсолютный возраст флогопита и роговой обманки из зонально отороченных жил кадеитов и альбититов, залегающих среди гипербазитов северо-западной части Войкаро-Синьинского массива, составляет [28, 86] соответственно 402 и 410 млн. лет, что указывает на конец силура - начало девона. Галька гипербазитов (серпентинизированных вермитов) встречена [19] среди базальных горизонтов мусирской свиты (D_{2-3}^{ms}). Все эти данные позволяют датировать гипербазиты войкаро-синьинского комплекса как раннесилурийские.

Габбро и габбро-нориты, близкие к эвкритам (Q_{ST}), выделенные [67] в кершорский интрузивный комплекс, прослеживаются непосредственно восточнее гипербазитового массива почти непрерывной полосой от р. Восточной Кок-Пали на юго-западе до р. Труба-0 на северо-востоке. Ширина полосы достигает 3-5 км. По характеру залегания это крутонадающее пласто- и линзообразное интрузивное тело, внедрившееся по контакту гипербазитов и вмещающих их амфиболитов. Контакты габбро-норитов с гипербазитами отчетливо эруптивные. Кроме того, гипербазиты рассечены дайками и жилами габбро-норитов. После интрузивные процессы фельдspathитизации затронули как габбро, так и гипербазиты, и дали начало каменчичам по составу и текстуре габброидным породам пироксенит-габброидного комплекса [26, 28].

Среди габбро отмечается множество мелких ксенолитов и крупных отторженцев серпентинизированных гипербазитов, а также более редкие (водораздел рек Лабогей - Малая Лагорта) включения амфиболитов. Отдельные тела габбро отмечаются среди амфиболитов и ассоциирующихся с ними зеленых сланцев. Все это свидетельствует в пользу того, что габбро-нориты кершорского комплекса являются интрузивными образованиями относительно более молодыми, чем гипербазиты, хотя вероятно близкими по возрасту. Вместе с тем существует и другое представление о генезисе и возрасте этих габбро. В. Ф. Морковкина [28] считает их метаморфо-метасоматическими образованиями, возникшими в результате сложного преобразования гипербазитов и вмещающих габбро-амфиболитов.

Вне зависимости от взглядов на происхождение рассматриваемых габбро все авторы выделяют среди них пироксеновые и роговообманковые габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро и претерпевшие зна-

читальные диафорические изменения уралитизированные и соскритизированные габбро.

Габбро-нориты наблюдаются среди других разновидностей габбро в виде малых неправильных по форме реликтовых обособлений. Структура габбровая. Сложены они соскритизированным плагиоклазом № 85-86 (60-70%), бронзит-гиперстеном (30-10%) замещенным серпентином, авгитом (5-30%), обрастающим по периферии зерен актинолитом (?) и акцессорными минералами - единичными зернами ильменита, шпинели и магнетита. Обычны серпентин, тальк, хлорит, цонзит, эпидот и лейкоксен.

Амфиболитизированные габбро получили широкое развитие и, по-видимому, являются продуктом преобразования габбро-норитов. Структура реликтовая, габбровая или габбро-офитовая. В состав породы входят соскритизированный плагиоклаз № 85 (до 75%), уралит, образующий псевдоморфозы по пироксену и обыкновенной роговой обманке (до 50%), реликты моноклинного пироксена (5%), акцессорные минералы: ильменит, апатит, сфен, магнетит и пирит. Широко развиты хлорит, эпидот-цонзит, соскрит, серпентин, лейкоксен, пренит, серицит.

Оливиновые габбро, габбро-нориты и троктолиты развиты среди габбро вблизи их контакта с гипербазитами. Отмечаются они (троктолиты) и среди дунитов в виде секущих крутопадающих (60-65°) на северо-запад (280-300°) или мощностью до 3-4 м и протяженностью до 300 м. Оливиновые габбро и троктолиты состоят из плагиоклаза № 75-86 (40 и 60%), гиперстена (25-12%), авгита (0-15%) и оливина (0-50%). Часто присутствует обыкновенная роговая обманка (троктолиты). Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, а в троктолитах также хромитом. Вторичные минералы: серпентин, актинолит, соскрит, иногда цеолит.

Возраст габбро и габбро-норитов каршорского комплекса условно принимается раннесилурийским, исходя из представлений об их тесной связи с гипербазитами войкаро-синьинского комплекса.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Альбитизированные и альбитовые граниты с мусковитом (musc_2) образуют многочисленные, вытянутые в северо-восточном направлении, согласные крутопадающие (50-60°) тела, залегающие в метаморфических сланцах западного обрамления Войкаро-Синьинского пояса интрузивных образований и, реже, в слагающих его западную часть дунитах, гарцбургитах и метагаббро. Отдельные тела альбитовых гранитов наблюдались автономно и среди вулканогенных пород молдошорской свиты. Размеры тел

этих гранитов невелики (30-200х200х500 м). Крупнейшие из них, расположенные в верховьях р.Левой Лагорты и руч.Пальник-Ты-вис, имеют ширину соответственно 0,8 и 0,9 км и протяженность 4,5 и 2 км.

Контакты тел альбитовых гранитов с амфиболитами, габбро-амфиболитами и гарцбургитами резкие, нередко (р.Пальник-Ты-вис) отчетливо эруптивные. Габбро-амфиболиты в зоне шириной 1,5-2,0 м превращены в хлорит-мусковит-амфибол-цоизитовую породу; гарцбургиты и дуниты серпентинизированы и отделены от гранитов оторочкой (2-3 м) актинолит-альбитовой породы. Альбитовые граниты в эндоконтактных частях тел гнейсовидные и содержат чуждые им роговую обманку, актинолит и клиноцоизит. Исчезает характерный для них мусковит. Контакты гранитов с порфиритоидами, зелеными сланцами и альбитовыми амфиболитами часто нечеткие. В экзоконтактных участках здесь получили широкое развитие мигматиты.

Рассматриваемые граниты представлены альбитизированными, существенно плагиоклазовыми и альбитовыми, мусковитизированными разновидностями. Сложение их гнейсовидное и, реже (ядра крупных тел), массивное.

Лейкоплагиограниты и роговообманковые диоритовидные породы (γO_2)^x в относительно небольших масштабах развиты в пределах полосы распространения габбро-норитов кэршорского комплекса и продуктов их преобразования. Интрузии представлены небольшими, обычно согласными или субпараллельными, реже изометрическими в плане телами мощностью до 12-15 м или сериями оближенных более мелких тел. Нередко эти гранитоиды входят в состав инъекционных образований, слагающих участки среди габброидных пород.

Наиболее крупные тела гранитоидов сложены лейкократовыми роговообманковыми плагиогранитами с плагиоклазом андезитового состава. Иногда присутствуют биотит и хлорит. Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, рутил и заимствованные из вмещающих пород - ильменит, магнетит, цоизит, оливин, хромит и др. В мелких телах и инъекционных зонах нередко развиты роговообманковые диориты ассоциационного происхождения.

Пространственно с рассматриваемыми гранитоидами ассоциируют или плагиогранит-порфиры, микродиориты и роговообманковые пегматиты.

ПОЗДНЕДВЕРОВСКИЕ ИНТРУЗИИ

Биотит-роговообманковые кварцевые диориты конгорского интрузивного комплекса (δD_3) развиты в восточной части Войкарского х) Погуре́йский комплекс.

синклинория, где они слагают вытянутую в северо-восточном направлении неправильной формы (судя по очертаниям в плане штокообразную) интрузию, обнаруживающую отчетливые эруптивные соотношения с вулканогенными образованиями варчатинской свиты среднего девона (нижнее течение рр. Восточной Кок-Челн, Погурей и др.). Этими же породами сложены и мелкие (дайкообразные?) тела на водоразделе руч. Янас-Соим и Пирчи-Соим и в верховьях руч. Титовского.

Интрузии конгорского комплекса прорывают тоналиты, а также осадочно-вулканогенные отложения среднего и верхнего отделов девона (варчатинская и дзюляварчатинская свита). Абсолютный возраст роговой обманки и биотита из кварцевого диорита составляет соответственно 345 и 380 млн. лет [67]. Интрузиям конгорского комплекса, возможно, коматитичны дайки, покровы и туфы роговообманко-плагноклазовых и кварцевых (диоритовых, андезитовых и андезит-дацитовых) порфиритов, залегающих среди отложений среднего девона [19].

Наряду с биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами на отдельных участках встречены гранодиориты и, реже, пироксеновые и двупироксеновые кварцевые диориты и монцонит-диориты. Вблизи контактов с вулканогенными породами варчатинской свиты отмечаются габбро-диориты. Выделенная В.Ф. Морковкиной [28] группа пироксеновых кварцевых диоритов с признаками глубинной ассимиляции, судя по описанию, принадлежит конгорскому комплексу.

В отличие от гнейсовидных и текстурно-неоднородных гранитоидов собского комплекса рассматриваемые кварцевые диориты и диориты характеризуются большей степенью гомогенности и часто обнаруживают массивное сложение. Лишь в краевых частях интрузии встречены гнейсовидные фашии кварцевых диоритов.

В одном из участков эндоконтакта интрузии (верховья руч. Маньку-р) встречено [75] большое число ксенолитов сильно измененных агломератовых туфов варчатинской свиты. Т.Н. Иванова, Н.П. Лупанова и Ю.Б. Молдаванцев наблюдали в ряде мест отчетливые признаки термально-контактового воздействия, выразившегося в ороговикании (пироксен-роговообманко-плагноклазовые и другие роговики). В верховьях левых притоков Большой Лагорты в экзоконтакте в породах варчатинской свиты широко развиты эпидотизация, окварцевание, уралитизация и т.п. В известняках и туфах в ряде мест отмечены скарны [19], нередко содержащие магнетитовое и медно-сульфидное оруденение.

Диоритовые и габбро-диоритовые порфиры (δPr), спессартиты (χPr) и диабазы (μPr),³ представляющие войкарский комплекс небольших интрузий среднего и основного составов [68], широко распростра-

нены в пределах Войкарского синклинория. Интрузии имеют пластообразную, иногда более сложную форму или представлены дайками и жилами мощностью от единиц метров до (реже) первых сотен метров. Иногда эти интрузии группируются в пояса или образуют цепочки. Общая ориентировка всех жил и даек северо-восточная. Падение крутое ($60-70^\circ$), по преимуществу юго-восточное. Небольшие интрузии рассматриваемого комплекса прорывают все известные средне- и позднедевонские сложения Войкарского синклинория, гранитоиды собского и конгорского комплексов, а также гипербазиты и габбро-нориты войкаро-синьянского и кершорского комплексов. Верхний предел их возраста не выяснен. По палеомагнитным данным [67] породы спессартит-дибазового ряда в дайках, секущих гипербазиты Войкаро-Синьянского массива, имеют позднедевонский возраст.

В войкарском интрузивном комплексе выделяются следующие группы пород: 1) диабазы и диабазовые порфириты (кварцевые и бескварцевые, иногда с калиевым полевым шпатом); 2) роговообманковые диабазы и спессартиты, связанные переходными разностями (иногда в одном теле), с уклоном в сторону везитов; 3) порфировидные мелкозернистые диориты, диоритовые порфириты (роговообманковые, биотит-роговообманковые, пироксеновые, амфиболитизированные с кварцем в основной массе и, редко, кварцевые).

Средние по составу породы войкарского комплекса петрографически очень близки к кварцевым диоритам и диоритам конгорского комплекса. Это вероятно указывает на близость их возрастов.

Нередко породы всех названных разновидностей сильно изменены - альбитизированы, эпидотизированы и хлоритизированы.

РАНЕКАМЕНЧУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Представлены габбро и габбро-диабазами ($0,8 \text{ Si}$), отнесенными Ю.Э. Молдавцевым [68] к мусарскому комплексу. Интрузии этого комплекса распространены к северу, а также к западу и юго-западу от оз. Варчат на территории Малого Урала. Они представлены телами дайкообразной и неправильной формы мощностью от первых десятков и сотен метров до 1,5-2,0 км. Протяженность их достигает нескольких километров, нередко они образуют цепочки тел. Поверхность контактов с вмещающими породами обычно круто ($60-70^\circ$) падает на юго-восток. Характер контакта эруптивный. В эзоконтактовых ореолах до 0,5 м шириной часто отмечается интенсивная хлоритизация и эпидотизация.

Габбро и габбро-диабазы мусарского комплекса отчетливо рвут [75] отложения варчатинской и цоляварчатинской свит, тоналиты и диори-

ты собского и кварцевые диориты конгорского комплексов. Верхний возрастной предел достоверно не устанавливается.

В составе мусурского комплекса отмечены габбро-диабазы, габбро и габбро-нориты, иногда порфировидные, часто кварцевые, роговообманковые и амфиболитизированные, с отклонением в сторону обогащенных калишпатом монцонитовидных разновидностей. Отмечаются также и габбро-диориты. Интрузии мусурского комплекса недостаточно изучены. Не выяснены их взаимоотношения с мелкими интрузиями войкарского комплекса.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗООВЫЕ ИНТРУЗИИ

К ним относят биотитовые и аляскитовые граниты ($\gamma^1 PZ_3$), составляющие два крупных массива на территории Малого Урала. Северный из них - Пирчипейский - располагается к северу от истоков руч. Пирчи-Сонм на его водоразделе с р. Лагорта-И.

Южный - Янаслорский - по левобережью р. Большой Лагорты в районе оз. Янаслор. Эти массивы были впервые подробно петрографически изучены В. Г. Морковкиной [23, 24, 28], а позднее отнесены Л. Э. Молдавцевым к янаслорскому интрузивному комплексу [37]. Они прорывают тоналиты и кварцевые диориты собского и кварцевые диориты конгорского комплексов. Характер контактов, судя по их очертаниям, крутопадающий аэтигенный. О последнем свидетельствуют, кроме того, многочисленные ксенолиты вмещающих пород среди гранитов, наличие в периферической части массивов гибридных разновидностей гранитов, а также интенсивные изменения пород экзоконтакта.

В. Р. Морковкина [28], изучавшая Янаслорский массив, указывает на его сложное строение. В центральной его части наблюдаются аляскитовые граниты, которые постепенно, но быстро сменяются преобладающими в составе интрузии биотитовыми гранитами, а затем вблизи контактов с вмещающими породами в сравнительно узкой полосе - гранодиоритами. В гранодиоритах встречаются ксенолиты кварцевых диоритов и метаморфических сланцев, около которых они приобретают такситовое сложение. Промылки и жилы гранитов секут ксенолиты, а также и вмещающие граниты кварцевые диориты и тоналиты собского комплекса.

Гранитоиды рассматриваемого комплекса представляют собой лейкократовые массивные, крупнозернистые светло-серые (биотитовые граниты) или крупно- и грубозернистые белые с розовым оттенком (аляскитовые граниты) породы. Гранитоиды эндоконтактной оторочки массива среднезернистые серые. Характерна прекрасно выраженная матрацевидная отдельность.

Неоднородный состав пород гранитной интрузии, отчетливо проявленная ассимиляция вмещающих пород и хорошо выраженные постепенные

Переходы между разновидностями гранитоидов доказывают, по мнению В.Ф.Морковкиной [28], что аляскитовая гранитная магма есть исходная магма, а все разнообразие гранитоидов обусловлено процессами контаминации и ассимиляции ее вмещающих пород.

Характерные проявления среди гранитов представлены аплитами, пегматитами, гранит-аплитами и жилами кварца. Они наблюдаются в виде секущих жил мощностью от 2-3 см до 3-5 м как среди гранитов, так и во вмещающих породах. С ними связаны признаки молибденового, медносульфидного и вольфрамового оруденений.

Абсолютный возраст биотитовых гранитов Янаслорского массива, полученный калий-аргоновым методом (биотит, калишпаты и валовые пробы) по материалам В.Ф.Морковкиной, дал несколько [7] значений в интервале 380-406 и два значения соответственно 432 и 265 млн.лет. Эти данные могут свидетельствовать о формировании основной массы гранитоидов в конце силура - начале девона и о более позднем их омоложении в конце перми.

Карбонат - кварцевые, эпидот - кварцевые и другие кварцевые жилы пользуются на рассматриваемой территории широким распространением и наблюдались среди всех протерозойских и палеозойских горных пород. Наиболее широко развиты кварцевые жилы. Наблюдаются как секущие, так и согласные жилы практически любой ориентировки. Они редко бывают одиночными. Обычны серии по 5-6 параллельных или кудисорасположенных жил. Мощности их колеблются от 2-3 см до 2,5-3 м. Форма чаще правильная и линзовидная, реже ветвящаяся. В палеозойских породах отмечаются четковидные жилы. Протяженность жил от десятков до нескольких сотен метров.

Кварцевые и другие жилы, секущие породы потурейской, конгальской и молотмусорской свит, содержат борнит, халькопирит, пирит, гидрокарбонаты меди и, редко, галенит; варчатинской и колдварчатинской свит - галенит, сфалерит и сульфиды меди; яйтской свиты - джогит; грубейской, чигимской и молотмусорской свит - пирит и, реже, борнит и халькопирит; граниты верхнепалеозойского возраста - галенит и пирит. С эпидот-кварцевыми жилами, секущими изверженные породы основного состава, связаны проявления анкилолит-асбеста и т.д.

Широким возрастным диапазоном горных пород, в которых встречаются кварцевые жилы, позволяет высказать предположение, что они разновозрастные и не могут быть связаны с каким-либо одним интрузивным комплексом.

Основные черты тектоники для территории листа определяются элементами каледоно-герцинского структурного плана уралид. Зона главного Уральского глубинного разлома, трассируемого поясом гипербазитов войкаро-синьинского комплекса (в центре листа), разделяет участки эвгеосинклинальной (на востоке) и миегеосинклинальной (на западе) областей [22, 31]. По геофизическим данным [69] зона Главного разлома обнаруживает почти повсеместно крутое ($65-70^{\circ}$) падение к юго-востоку. Вдоль северо-западной окраины листа протягиваются фрагменты восточного борта Печорской впадины, относящейся к Предуральскому краевому прогибу, а в юго-восточном углу листа — участок Западно-Сибирской плиты (рис. 1).

В пределах миегеосинклинальной области в современной структуре выделяются части Западно-Уральской синклинойной зоны складчатости (на западе) и Центрально-Уральской антиклинорной зоны (на востоке), разделенные Западно-Уральским структурным швом, также обнаруживающим юго-восточное падение. Вторая зона рассматривается А.С. Перфильевым [38] как южная антиклинорная структура, сопряженная с Главным глубинным разломом. Западно-Уральский структурный шов выражен системой разрывных нарушений и ему подчинены небольшие гипабиссальные интрузии кварцевых и фельзитовых порфиров позднего ордовика.

Тип тектонического строения района складчато-глибовый.

В геологическом строении территории листа принимают участие байкальский (протерозойско-кембрийский) и каледоно-герцинский (ордовикско-триасовый) структурные этажи, а также перекрывающий их мезозойско-кайнозойский (эпигерцинский) этаж. Первые два этажа сформировались в процессе развития байкальского и каледоно-герцинского тектоно-магматических циклов, в которых могут быть выделены доинверсионные, инверсионные и орогенные стадии геосинклинального развития. Третий, мезозойско-кайнозойский (эпигерцинский), этаж представляет стадию платформенного развития.

Б а й к а л ь с к и й структурный этаж представлен образованиями протерозойско-кембрийского возраста, составляющими ядра антиклиналей каледоно-герцинского структурного плана. Вскрытая часть разреза сложена внизу толщей (1000 м) терригенных образований с пачками эффузивов базальт-диаритовой ассоциации (молюмусирская свита) и выше — мощной (900–1200 м) толщей вулканитов диарит-базальтовой ассоциации с редкими (вверху) пачками известняков (кокпельская свита).

Интрузивные образования байкальского тектоно-магматического цикла на территории листа пока не установлены. Однако на смежной

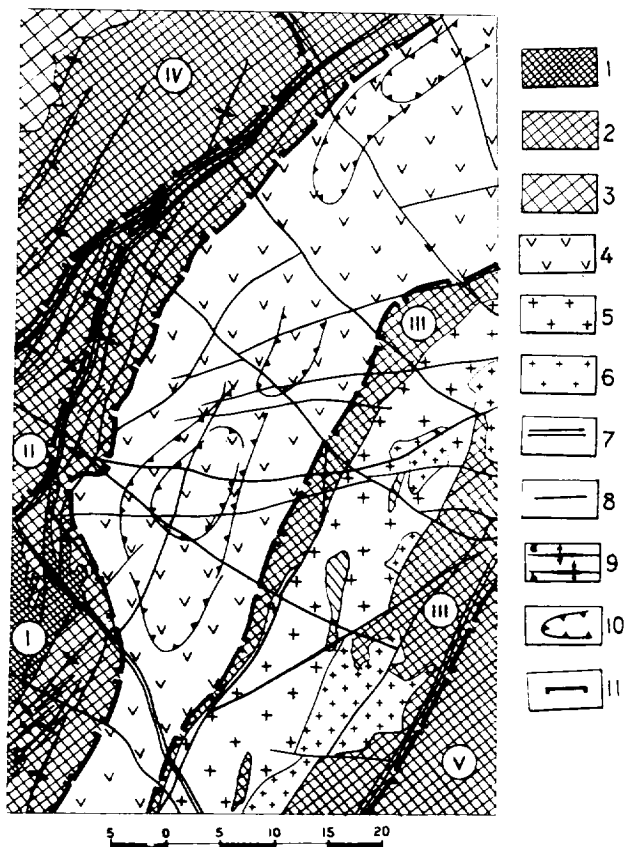


Рис. 1. Тектоническая схема. Области геосинклинального происхождения I, II - миеосинклинальная область: I - Центрально-Уральская антиклинальная зона, II - Западно-Уральская синклинальная зона; III - эвгеосинклинальная область; IV - Предуральский краевой прогиб (Печорская впадина); V - Западно-Сибирская плита.

I-6 - области распространения: I - байкальского геосинклинального комплекса, 2 - каледоно-герцинского геосинклинального комплекса, 3 - эпигерцинского платформенного комплекса, 4 - каледоно-герцинских габбро-перидотитовых интрузий, 5 - каледоно-герцинских гранитоидных интрузий, 6 - герцинских гранитоидных интрузий; 7 - региональные разрывные нарушения глубокого заложения; 8 - крупные разрывные нарушения; 9 - оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 10 - ориентировка полосчатости в гипербазитах; 11 - границы структурных зон

с запада площади [12,51] известны доордовикские интрузии диабазов, габбро-диабазов и кварцевых габбро. По своему характеру эти проявления магматизма, по-видимому, ближе всего отвечают поздне-геосинклинальной или началу инверсионной стадий развития байкалит.

Характер байкальской складчатости на рассматриваемой территории недостаточно ясен, так как протерозойские - кембрийские отложения обнажаются на небольших площадях. Можно лишь отметить наличие периклинального замыкания крупной антиклинали, ось которой погружается на северо-восток. Судя по моноклинальному залеганию пород эта складка может рассматриваться как изоклинальная.

К а л е д о н о - г е р ц и н с к и й структурный этаж представлен осадочными и магматическими образованиями от ордовикского до пермского возраста включительно. В пределах этого структурного этажа выделяется ряд структурных ярусов: ордовикский, силурийско-нижнедевонский, среднедевонско-турнейский, визейско-верхнекаменноугольный и пермский. Образования, составляющие первые три структурные яруса, характеризуют доинверсионный, а два последние соответственно инверсионные и орогенные стадии развития герцинской геосинклинали.

Отложения ордовикского структурного яруса наиболее широко распространены в пределах Центральной зоны и отчасти смежной зоны Главного глубинного разлома. Разрез вниз начинается залегающими трансгрессивно с угловым несогласием на образованиях байкалит грубоотриггенными осадками погурейской свиты (O_{1rg}), затем сменяется сланце-апоалевритовыми и апопелитовыми породами грубенской свиты (O_{1-2gr}) и далее средне- и верхнеордовикскими отложениями, представленными диабазами, диабазовыми и отчасти андезит-базальтовыми порфиритами, кремнистыми и другими сланцами молдшорской свиты. Западнее недифференцированные или слабо дифференцированные вулканы быстро сменяются кремнисто-сланцевыми синхронными отложениями чигимской свиты. Исходя из этого можно считать, что до верхнеордовикского времени окраина эвгеосинклинальной области располагалась западнее зоны Главного глубинного разлома, только начинавшего закладываться.

Проявления магматизма на востоке Центрально-Уральской зоны, судя по наличию редких пачек базальтовых порфиритов в отложениях погурейской свиты, отмечаются уже в нижнем ордовике и резко усиливаются к концу среднего (кремнисто-вулканогенные ассоциации молдшорской свиты) ордовика. Здесь же в конце ордовика имели место интрузии габбро-диабазов, группирующиеся в протяженные пояса. Эти внедрения, также как и непосредственно следовавшие за ними интрузии габбро-норитов собского комплекса, вероятно связаны с начальными стадиями развития зоны глубинного разлома.

К концу ордовика - началу силура относятся проявления региональ-ного плутонического метаморфизма. Его продукты - метаморфиты - образуют полифациальный пояс, подчиненный в своем размещении зоне Главного глубинного разлома [22,38].

Непосредственно восточнее в пределах эвгеосинклинальной области (Войкарский синклинорий) к этому же времени относится формирование крупных массивов тоналитов и гранитов поздней фазы собского комплекса. Западно-Уральский структурный шор, ограничивающий с запада Центрально-Уральскую антиклинорную зону, в позднем ордовике на отдельных участках контролирует размещение небольших гипабиссальных интрузий кварцевых и фельзитовых порфиров.

С и л у р и й с к о - н и ж н е д е в о н с к и й структурный ярус в пределах миеосинклинальной области представлен существенно сланцевыми (карбонатно-графитоидно-кремнистыми и др.) отложениями (харотская свита), залегающими на ордовикских толщах [12,16 и др.] с выпадением низов лландоверийского яруса. В эвгеосинклинальной области образования этого яруса известны в пределах Войкарского синклинория (лагортинская свита) и северо-восточнее за границами листа (р.Хараматолоу), где представлены существенно вулканогенными толщами (туфы андезит-базальтовых порфиров с подчиненными линзами известняков) верхов силура и низов девона (соимоганская свита). Здесь эти отложения трансгрессивно и с резким структурным несогласием залегают на аповулканогенных зеленых сланцах нижнего и среднего ордовика (хараматолоуская свита).

Проявления интрузивного магматизма в пределах зоны Главного глубинного разлома в силуре начинаются внедрением крупных масс гипербазитов (войкаро-сыншинский комплекс) и завершаются интрузиями пород группы габбро кэршорского и лейкоплагитогранитов погурейского комплексов (на востоке). В западной части той же зоны в небольших масштабах отмечается внедрение альбитизированных существенно плагиоклазовых гранитоидов и сопутствующая плагиогранитизация.

Все перечисленные выше проявления магматизма и метаморфизма ордовика и силура характеризуют раннегеосинклинальные стадии развития каледоно-герцинского тектоно-магматического цикла. К ним же, судя по данным абсолютного возраста, возможно относится небольшой интрузив биотитовых гранитов янаслорского комплекса.

С р е д н е д е в о н с к о - т у р н е й с к и й структурный ярус вскрыт в пределах Западно-Уральской зоны, где он представлен фрагментарно сохранившимися на небольших площадях карбонатно-терригенными отложениями пагинской свиты средне-верхне-девонского возраста, отделенных от подстилающих и перекрывающих толщ стратиграфическим перерывом.

В пределах площади распространения девонских осадочно-вулканогенных образований Войкарского синклинория выделяются [31] фациальные подзоны - западная и восточная, различающиеся по составу пород, а также мощностям отложений. Подзоны разделены Дзюляварчинским разломом, трассируемым интрузиями габбро-диабазов мусирского комплекса и отделяющим относительно приподнятую западную часть синклинория от опущенной восточной. В западной подзоне получили развитие толщи рифогенных известняков, а также грубые туфы и ксенотуфы андезит-базальтовых и (реже) дацит-андезитовых порфиритов среднего девона (варчатинская свита). Эти отложения трансгрессивно перекрыты толщей, включающей полимиктовые и туфовые конгломераты, а также аггломератовые ксенотуфы андезит-базальтовых порфиритов среднего и позднего девона (дзюляварчатинская свита). Среди полимиктовых конгломератов встречены гальки тоналитов собского комплекса, а также роговообманковых метагаббро и верлитов [19,67].

В восточной подзоне получили широкое развитие толщи более тонкозернистых туфов андезит-базальтовых порфиритов, туфовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и туффитов с пачками грубых туфов и, реже, покровов тех же порфиритов, а также редкими линзами известняков. Залегающая в основании разреза восточной подзоны налиматинская свита раннего-среднего девона обнажается лишь на смежных с листом площадях. В пределах листа вскрыта дзюляварчатинская свита среднего-позднего девона. В ее составе, помимо отмеченных выше терригенно-вулканических образований, встречены [22,75] туфы ортофиров.

Проявления интрузивного магматизма в пределах Войкарского синклинория представлены в позднем девоне внедрениями кварцевых диоритов и гранодиоритов (конгорский комплекс). За ними непосредственно следуют небольшие интрузии и дайки среднего и основного составов (диоритовые порфириты, спассартиты и др.) войкарского комплекса, а также габбро и габбро-диабазы мусирского комплекса (поздний девон-ранний карбон).

Все отмеченные выше продукты эффузивного и интрузивного магматизма связаны с позднегерцинскими стадиями каледоно-герцинского тектоно-магматического цикла.

Визейско-верхнекаменноугольный структурный ярус обнажается лишь в пределах Западно-Уральской зоны, где представлен карбонатно-терригенно-сланцевыми отложениями воргашорской и яйской свит нижнекаменноугольного возраста, отделенными от подстилающих толщ сравнительно небольшим стратиграфическим перерывом. Возможно с тектоническими движениями этого времени связаны процессы омоложения более ранних проявлений интрузивного магматизма, например гранитов янаслорского комплекса. Об этом свидетельствуют данные абсолютного возраста.

Пермский структурный ярус представлен отложениями чешуйчатой свиты нижнепермского возраста и кечьяльевой свиты пермского возраста. Приуроченность этих отложений к области Западно-Уральской зоны складчатости, по-видимому, не отвечает истинному падению восточного борта краевого прогиба, первоначально располагавшегося, вероятно, восточнее. Отложения этого яруса залегают в стратиграфическом несогласии на подстилающих породах.

Западноуральская синклиноральная зона складчатости характеризуется линейными кулисообразными, преимущественно наклонными к северо-западу, открытыми остроугольными складками. В ядрах антиклинальных структур обнажаются силурийские и каменноугольные отложения, в ядрах синклинальных — пермские. Северо-западные крылья антиклиналей большей частью оборваны разрывными нарушениями. Падение пород в сохранившихся северо-западных крыльях антиклиналей северо-западное ($30-70^\circ$); в юго-восточных — юго-восточное ($40-50^\circ$, до 60°); на участках периклинального замыкания $20-30^\circ$. Протяжение осей складок северо-восточное. Протяженность наиболее крупных структур 10–20 км при размахе крыльев 2–8 км, амплитуда I–I,5 км. Разрывные нарушения представлены взбросами ($30-70^\circ$) и различно наклоненными надвигами ($40-45^\circ$), осложняющими северо-западные крылья крупных или второстепенных структур. Падение их сместителей юго-восточное, а амплитуда смещений колеблется от первых десятков метров до I–I,5 км.

Центральноуральская антиклиноральная зона в пределах листа представляет относительно неширокую опрокинутую на северо-запад антиклинальную структуру. Эта структура обнаруживает складчато-чешуйчатое строение, при котором чешуи — фрагменты опрокинутых складок — нахлываются одна на другую к северо-западу. Здесь получили распространение опрокинутые на северо-запад открытые и изоклинальные остроугольные линейные пикативные структуры. К их числу относятся: южнее Погурейского флексурного перегиба северные периклинальные замыкания Харутапейской (протягивается от г. Харута-Пэ до истоков р. Погурея) и Пожемавской (от р. Пожема-Ю до р. Игдей-Егарт) антиклиналей и Лаптапайской синклинали (от верховьев р. Восточной Чигим-Харуты до р. Погурея); севернее флексурного перегиба — Кокпельская [50] антиклиналь (протягивается вдоль Западноуральского структурного шва) и Грубешорская синклинали (от г. Погурея к верховьям р. Большой Хойла-Ю). Северо-западные крылья антиклиналей оборваны разрывными нарушениями, по которым доордовикские отложения приведены в соприкосновение с различными горизонтами ордовика. Ядра синклиналей сложены средне-верхнеордовикскими отложениями. Эти структуры имеют в пределах листа следующие размеры: протяженность 20–30, до 50 км, амплитуда 2–4 км при размахе крыльев 4–6 км. Зале-

гание пород на крыльях: в сохранившихся подвергнутых 60-80°, в нормальных 40-60°, на участках замыканий 15-40°. Падение осевых плоскостей юго-восточное, 40-60°. Крылья структур осложнены дисгармоничной складчатостью. Морфология таких складок не меняется с уменьшением их размеров, а наклон осевых поверхностей повсеместно направлен в сторону замков антиклиналей. Размеры рассматриваемых складок соответственно увеличению порядка составляют: протяженность 2,5-3; 0,7-1; 0,15-0,2 км и 20-40 м; размах крыльев 0,6-1; 0,2-0,3 км, 40-50 и 3-5 м.

Разрывные нарушения представлены тремя возрастными генерациями. Наиболее древние, синорогенные, сохранившиеся фрагментарно, представлены крутыми (55-65°) надвигами, по которым ядра антиклиналей надвинуты на синклинали. Падение плоскостей сместителей юго-восточное; амплитуды смещений достигают 2-2,5 км. Вторая генерация, смещающая контуры первых, представлена поздней и посторогенными крутопадающими прямыми и обратными сбросами северо-восточного простирания, омоложенными в мезо-кайнозойский послеорогенный этап. Падение плоскостей сместителей этих нарушений также юго-восточное с углами падения 60-80°. Суммарная амплитуда смещений по этим разрывам 1-2,5 км, из которых на мезозойско-кайнозойский послеорогенный этап приходится 0,4-0,6 км [85]. Третья генерация разрывных нарушений - крутопадающие прямые и обратные сбросы субширотного и северо-западного простирания, смещающие плоскости разрывов двух предыдущих генераций. Наклон плоскостей сместителей составляет 80-90°, а амплитуды смещений оцениваются от десятков до первых сотен метров.

В пределах Войкарского синклинали вырисовываются просто построенные синклинали и антиклинальные структуры, осложненные складками более мелкого порядка и разбитые разломами [31]. Наиболее четко выражена Варчатинская синклиналь с размахом крыльев 6-8 км и северо-восточным простиранием оси. Симметричные пологие крылья (10-35°) осложнены системой мелких складок с падением пород на крыльях 50-60, до 80°. Эти складки имеют протяженность до 3 км при размахе крыльев 0,6-1 км.

Мезозойско-кайнозойский послеорогенный этап проявился формированием симметричного (?) сводово-глыбового поднятия, в котором область устойчивых поднятий отвечает Центрально-Уральской антиклинорной зоне и восточной части шовной структуры, а область умеренных поднятий отвечает Западноуральской зоне линейной складчатости (борт краевого прогиба) и внутренней части Войкарского синклинали. Граница между этими блоками проходит вдоль омоложенных крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного простирания. Суммарные амплитуды воздыманий для отдельных блоков составляют в областях умеренных поднятий до 200 м, в области

устойчивых поднятий от 350 до 1000 м (относительные 400–500 м). Приводимые данные хорошо сопоставляются с опубликованными [18, 20, 37 и др.].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа охватывает часть горного сооружения Полярного Урала с прилегающими предгорьями и предгорными равнинами. Простира-ние основных орографических элементов северо-восточное, оно совпа-дает с простираанием основных геологических структур. Граница глав-ных морфологических элементов рельефа территории, разделенных чет-кими орографическими ступенями, проходит вдоль региональных разрыв-ных нарушений в палеозойском субстрате, которые делают его на серии различно поднятых блоков. Ясно выраженный сводово-ступенчатый по-перечный профиль рельефа вместе с блоковым строением палеозойского субстрата однозначно определяют сводово-глыбовую новейшую структу-ру района.

Центральная часть района – область горного сооружения Полярного Урала – отвечает области устойчивых умеренных кайнозойских подня-тий и характеризуется среднегорным рельефом. В его составе четко выделяются сглаженные водоразделы и вложенный эрозионно-экзараци-онный рельеф – крутосклонные троговые долины, которые заканчи-ваются в верховьях системой каров. В верховьях рр. Большой и Малой Ла-горты, Погурея смыкающиеся кары образуют альпийский рельеф с пи-ками, карлингами, гребнями и т.п.

Предгорья – это области устойчивых слабых кайнозойских воздыма-ний. По обе стороны от горного сооружения они выражены примерно одинаково. От прилегающих предгорных равнин они отделены орографи-ческими ступенями высотой около 200 м, которые совпадают с основ-ными региональными разломами. Абсолютные высоты вершинной поверх-ности западных предгорий колеблются в пределах 300–650 (средняя 400–450 м), восточных – 200–450 (средняя 250–300 м). В целом пред-горья сохраняют черты строения горной области – холмисто-увалис-тый сглаженный рельеф водоразделов прорезают эрозионно-экзарацион-ные долины.

Межгорные депрессии, прослеживающиеся вдоль западной и восточной границ горной области, обнаруживают четкое тяготение к внутренним участкам блоковых поднятий предгорий и тем самым указывают на относительно меньшие градиенты их воздыманий по отношению к внешним. По обе стороны горного сооружения они заполнены отложениями верхнечетвертичной ледниковой аккумуляции, налегающими непосредственно на коренное основание.

Предгорные равнины — области со слабым неустойчивым кайнозойским воздыманием — попадают в пределы листа своими окраинами. Абсолютная высота сглаженных уплощенных водоразделов этих областей 180–200 м. Характер рельефа предгорных равнин определяется сочетанием грядово-бугристого рельефа основных, стадияльных и конечных морен и занимающего понижения плоско-бугристого заболоченного рельефа отмерших озерных котловин зырянского оледенения. Превышения положительных форм рельефа здесь достигают 20–25 м, а углы наклона склонов не превышают первых градусов.

СРЕДНЕГОРНЫЙ ДЕНУДАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ УСТОЙЧИВОГО УМЕРЕННОГО СВОДОВО-ГЛЫБОВОГО ПОДНЯТИЯ

Фрагменты грядово-увалистого
сглаженного поздне третичного (?)
рельефа водоразделов

Рельеф водоразделов в горной области представляет собой сглаженную пологоволнистую поверхность, осложненную различно ориентированными грядами и увалами (рис. 2). Там, где они формируются на гипербазитах, их очертания более мягкие; у северо-западной границы горного сооружения в полосе развития амфиболитов более резко очерчены (гряды останцов и пр.). Протяженность гряд и увалов колеблется от первых сотен метров до первых километров, относительная высота от десятков до первых сотен метров, крутизна склонов в подавляющем большинстве случаев не превышает 10° . Процессы гольцовой планации определяют широкое развитие гольцовых вершин, нагорных террас и курумов. Общий наклон денудационной поверхности водоразделов юго-восточный, его величины на различных участках колеблются от 200–300 м на 10–12 км в верховьях р. Хойлы до 400 м на 4–6 км в верховьях р. Погурей. Часто изменение наклона поверхности водоразделов сопровождается резкими ступенчатыми изменениями абсолютных высот поверхности (до 200 м), которые происходят вдоль

крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания (верхняя рр. Большой и Малой Лагорты).

На водоразделах горной области встречается рассеянный окатанный средне- и мелкогалунный материал пород, распространенных только в западных предгорьях. Это ордовикские и доордовикские кварцитоидные песчаники, основные и кислые эффузивы, габбро-диабазы, биллитовидные и кремнистые сланцы, амфиболиты и т.п. Породы, обнажающиеся в юго-восточных предгорьях, не были встречены ни разу, в связи с чем направление переноса материала устанавливается однозначно: с северо-запада на юго-восток, т.е. в период формирования выровненной водораздельной поверхности Главный водораздел располагался северо-западнее, возможно в области современных западных предгорий. Окатанность обломков средняя и хорошая, форма округлая, эллипсоидальная, уплощенно-эллипсоидальная. Преобладают обломки размером от 0,1 до 0,4 м.

По морфологическим и морфометрическим характеристикам водораздельные пространства предгорий очень близки к таковым в горной области: те же относительные превышения, наклоны склонов, ориентировка гряд и увалов. Отличием является в меньшей мере выраженная гольцовая планация и наличие разорванного чехла основных и стадиальных верхнечетвертичных морен, прослеживающихся вдоль днщ долин и пониженных участков водоразделов.

Морфологическая близость характера рельефа водоразделов горной области и предгорий и то, что прорезающие их долины (в горной области на большую, а в предгорьях на меньшую глубину) несомненно относятся к одной генерации, позволяют предполагать, что это единая денудационная поверхность, поднятая на различную высоту. Исходным для поднятий, по-видимому, являлся уровень, отвечающей поверхности предгорных равнин. Возраст этой поверхности авторами определяется предположительно как позднечетвертичный [32].

Эрозивно-экзарационный рельеф

Троговые долины и кары, прорезающие водоразделы горной области на глубину 300-700 м, характеризуются полным поперечным профилем, крутыми (30-80°) склонами и бортами и сильно выхолощенным продольным профилем. Последний осложнен многочисленными ритами, ступенями слияния, устьевыми ступенями высот от первых метров до первых десятков метров. Борты трогов и склоны каровых ниш пререзаны эрозивно-нивальными воронками, лавинными желобами. В области предгорий эти долины имеют наклон бортов до 10-15° и глубину 100-150 м.

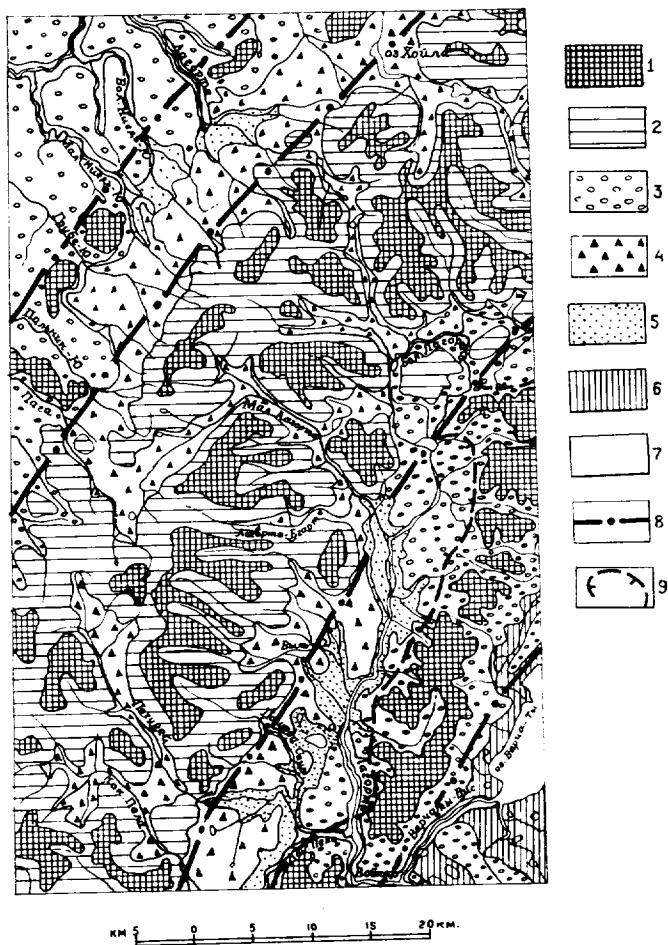


Рис.2. Схема геоморфологического строения

I-2 - среднеторный денудационно-тектонический рельеф области устойчивого умеренного сводово-глыбового поднятия: I - фрагменты грядово-увалистого сглаженного позднеэриетичного (?) рельефа водоразделов с активной гольцовой планацией и маломощным чехлом элювиально-делювиальных отложений, 2 - эрозионно-экзарационный рельеф с активными процессами нивации (троги, кары, V-образные долины с маломощным чехлом морен);

РЕЛЬЕФ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ АККУМУЛЯЦИИ

Вдоль днищ каров и трогов распространен ледниково-аккумулятивный рельеф (бугристый рельеф основных морен и грядовый или грядово-бугристый рельеф боковых, стадияльных и конечных морен), в понижениях которого располагаются многочисленные озера. Четко выделяются две генерации этого рельефа: горно-долинная и предгорная.

Рельеф горно-долинного оледенения в горной области прослеживается узкими полосами вдоль днищ долин, а по выходе из гор, в пределах межгорных депрессий, занимает довольно значительные площади. Со стороны западного склона к этой генерации рельефа отнесены конечно-моренные комплексы, распространенные в полосе западных предгорий между рр. Хойла и Пальник-Ю, а со стороны восточного — аналогичные по характеру образования в пределах восточных предгорий между рр. Большой Лагортой и Погуреем. Рельеф этой генерации характеризуется хорошей сохранностью: слабой сглаженностью, большой крутизной склонов (до $30-40^{\circ}$). Высота всхолмлений основных морен от 5-10 до 20-30 м. Высота гряд боковых, стадияльных и конечных морен достигает 50-70 м. Превышение гребней боковых морен в области транспортировки и абляции над скальным основанием ложа долин достигает 80-100 м, на основании чего можно судить о близких к этим цифрам мощностях ледников. С конечно-моренными комплексами этой генерации моренного рельефа пространственно тесно связаны зандровые поля и конусы, размеры которых достигают 4-5 км². Ближе к границам горной области с этой генерацией рельефа тесно связаны конусы выноса эрозионно-нивалльных воронок и лавинных желобов. От зандровых они отличаются большей крутизной наклона поверхности, меньшими размерами и составом отложений.

Рельеф предгорного оледенения сохранился за фронтом конечно-моренных комплексов первой генерации и хорошо прослеживается из области предгорий в область предгорных равнин, где сохранились его ко-

3-6 - рельеф верхнечетвертичной ледниковой аккумуляции: 3 - сглаженный рельеф основных и конечных морен предгорного зрянского оледенения, 4 - грядово-бугристый рельеф основных, стадияльных и конечных морен сартанского оледенения, 5 - зандровые поля и конусы сартанского оледенения, 6 - плоско-бугристый рельеф заболачиваемых участков озерной аккумуляции; 7 - эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин - комплекс новейших речных террас; 8 - зоны региональных разрывных нарушений, ограничивающих основные морфо-структуры района; 9 - границы межгорных депрессий

нечно-моренные образования в виде моренных амфитеатров булавовидных ледников. Эта генерация рельефа характеризуется значительной сглаженностью форм. Высота положительных форм над днищами межгрядовых понижений достигает 30-40 м, а превышение гребней боковых и конечных морен над скальным ложем долин 120-150 м. В области восточной предгорной равнины, частично попадающей в пределы листа, понижения этого рельефа заняты плоско-бугристым рельефом отмерших озерных котловин, которые в настоящее время интенсивно заболачиваются.

Вслед за большинством исследователей Полярного и Приполярного Урала, первую генерацию ледниково-аккумулятивного рельефа авторы связывают с сартанским, а вторую - с зырянским оледенениями верхнечетвертичного возраста.

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Эрозионно-аккумулятивный позднечетвертичный рельеф района только начинает осваивать унаследованный ледниковый рельеф. В пределах западной предгорной равнины речные долины имеют ущелистый характер и глубину вреза до 60-80 м (на границе с западными предгорьями). В пределах западных предгорий и далее к Главному водоразделу горной области их глубина составляет не более 5-7 м. На восток от водораздела к области восточной предгорной равнины глубина долин закономерно увеличивается до 6-8 м. Резкое увеличение глубины наблюдается на границе горной области и восточных предгорий, где она (р. Погурей) достигает 50-70 м. Днища долин по обе стороны водораздела покрыты маломощным русловым и пойменным аллювием, встречаются фрагменты первой и второй надпойменных террас. Террасы - парные цикловые, большей частью прислоненные. Пойменный и русловый аллювий - вложенные. Высота первой надпойменной террасы у западной и восточной границ листа не превышает 2,0-2,5 м.

На территории листа известны многочисленные проявления и признаки полезных ископаемых. Они представлены рудопоявлениями или точками минерализации металлических и неметаллических полезных ископаемых, месторождениями строительных материалов и поделочных камней, а также минералами — полезными ископаемыми в рыхлых (аллювиальных и др.) четвертичных отложениях.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ж е л е з о

На территории листа известны лишь единичные железорудные проявления. Если не считать многочисленных прожилков лимонита и сидерита в песчаниках кечыпельской свиты [77] и вкрапленности магнетита в диабазовых порфиритах и диабазах доордовикских толщ, а также в основных эффузивах варчатинской, мусэрской и доэварчатинской свит [71,75], то с достоверностью можно говорить лишь о двух рудопоявлениях (I-4-3, III-2-12)^{x)}. Одно [49] представляет собой небольшой (7х60 м) выход (останец) хлорит-магнетитовой породы среди метаморфитов, слагающих западное подножье г.Географов. Содержание железа 14,32%. Другое, более крупное, рудопоявление расположено в верховьях р.Уджд-Лабогей-тор. Здесь, в центральной части Уджд-Лабогейского хромитового рудного узла, М.А.Масловым [77] среди гарцбургитов обнаружены 10 тел хромитового магнетита. Наиболее крупное из них представляет собой крутопадающее (75-80°) на запад линзовидное тело протяженностью 30 и мощностью 7 м. Оно сложено массивным магнетитом (75-95%) и хромитом (до 25-50%) с примесью пирротина и ильменита. Химический состав: FeO 27,0-30,8%; Cr₂O₃ 5,0-14,0%, серебра до 3 г/т и золота до 0,13 г/т. Прочие рудные тела много меньше по размерам и сложены вкрапленными хромит-магнетитовыми рудами: содержание FeO до 26% и Cr₂O₃ не более 10%.

Находки массивных магнетитовых руд в долине [84] верховьев р.Лагорты и магнетитовых скарнов в массиве Янас-Тэре [75] не подтвердились более поздними исследованиями.

Т и т а н

На территории описываемого листа известно лишь одно коренное рудопоявление титана (II-2-2) в верховьях р.Большой Лагорты. Оно представляет собой [77] три субмеридиональные кварц-полевошпато-

x) Здесь и далее цифрами в скобках указаны индексы клетки на карте и номер проявления или месторождения

вне жидк мощностью около 40 см и протяженностью 18-20 м, залегающие среди темно-зеленых массивных амфиболитов. Жилы содержат (до 20%) крупные (2-3 см) изометрические включения кристаллов титано-магнетита. По данным спектрального анализа содержание титана в жилах более 1%.

Минералы титана в обилии (до 5%) наблюдаются [41, 51, 77 и др.] в качестве аксессуарных в метаморфических породах оторочки габбро-гипербазитового массива, вулканитах молдмусквской, копельской, молдшорской, варчатинской и других свит, а также в прорывающих их диабазы, габбро и диоритах. Титаносодержащие минералы: титано-магнетит, ильменит, рутил, сфен, лейкоксен (реже брукит и анатаз) являются широко распространенными минералами шлихов и, нередко, отмечаются в них в следующих количествах [51, 75, 77, 80], г/т: ильменит 20-40, рутил 19,1-25, сфен и лейкоксен 12,5-15.

Х р о м и т

Проявления хромитового оруденения пользуются в пределах площади листа широким распространением. Число выявленных рудопроявлений достигает 84. Все они находятся в высокогорной (950-1100 м) части листа и приурочены к гипербазитам Войкаро-Сыньинского комплексов. Рудопроявления группируются в рудные узлы. Среди них А.А. и Г.Н.Савельевы [26], детально изучавшие хромитовые рудопроявления Полярного Урала, выделяют как наиболее значительные Кечьяпельскую, Хойлинскую, Верхне-Хойлинскую, Лагортинскую, Верхне-Лагортинскую, Кершорскую, Игдил-Лабогейскую и Погурейскую группы рудопроявлений. Месторождения Кечьяпельское, Хойлинское, Кершорское, Игдил-Лабогейское и Южно-Погурейское относятся по прогнозным запасам к категории средних.

К е ч ъ п е л ь с к а я группа рудопроявлений (1-4-14 и др.) включает ряд мелких рудопроявлений и одно Кечьяпельское месторождение хромита, расположенное в районе г.Географов. Последнее открыто В.В.Макарихиным в 1964 г. Оно представляет собой пять жиллоподобных тел мощностью от 0,4 до 2,7 и протяженностью от 20 до 120 м, залегающих согласно с полосчатостью вмещающих гарцбургитов и круто (60-70°) падающих на восток-юго-восток. Контакт с вмещающими породами резкий. Руды густовкрапленные с обособлениями массивных разностей. Содержание Cr_2O_3 28,7%. Отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ равно 2. Кроме шпинелида, представленного низкохромистым субферриалюмохромит-пикотитом, в рудах наблюдались единичные зерна пирротина и магнетита. По данным спектрального анализа содержание никеля до 0,1%, кобальта до 0,1%; по данным пробирного анализа серебра до 0,17 г/т, золота 0,02 г/т. Прогнозные запасы руды по

месторождению до глубины 50 м составляют 300 тыс.т, для группы рудопроявлений более 500 тыс.т [76]. Руда пригодна лишь для производства огнеупоров.

Верхне-Хойлинская группа рудопроявлений (I-4-2I и др.) располагается в районе оз.Верхняя Хойла. Здесь среди войкаритов и дунитов встречен [76] ряд пластообразных зон вкрапленных и вкрапленно-струйчатых руд сложного строения мощностью 1,0-8,0 м и протяженностью 200-250 м. Эти зоны залегают согласно с полосчатостью вмещающих их гипербазитов и падают под различными углами на юго-восток или круто на северо-запад. Рудный хромшпинелид (15-90%) представлен высокохромистым субферриалмохромитом. В качестве примеси присутствует магнетит. Содержание Cr_2O_3 от 10 до 44,6%; отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{Fe}$ от 1 до 2,4. Рудопроявления этой группы, несмотря на хорошее качество руды, не имеют практического значения, так как содержание Cr_2O_3 в них, как правило, всего 10-17%. Однако район оз.Верхней Хойлы признан перспективным для поисков.

Хойлинская группа рудопроявлений (I-3-7 и др.) представлена наиболее качественными и крупными скоплениями хромита, расположенными в левом борту долины руч.Хойла-Вис. Здесь с 1944 г. были известны несколько небольших хромитовых тел. В.В.Макарихин [76] обнаружил крупное трубообразное тело с площадью поперечного сечения 200 м², залегающее среди войкаритов вблизи их контакта с гарцбургитами. Тело сложено массивными и густовкрапленными хромитами, соответственно крупно- и среднезернистыми. Содержание в руде хромшпинелида, представленного магнезиальным высокохромистым субферриалмохромитом, достигает 50-90%. В качестве примеси отмечаются пирротин и магнетит. Содержание Cr_2O_3 в руде главного тела 43%, в мелких телах от 20 до 50%; отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ соответственно 2,7 и 2,4. Спектральный анализ отметил присутствие никеля до 0,1%, пробирный серебра 1,4 г/т и золота 0,015 г/т. Ориентировочные запасы 100 тыс.т, а с учетом мелких тел не менее 150 тыс.т. Руда пригодна для производства феррохрома и огнеупоров.

Верхне-Лагортинская группа рудопроявлений (II-3-3 и др.) располагается в верховьяхлевой и Средней Лагорты. Открыта в 1963 г. В.И.Шляховым. Представляет собой ряд подчиненных дунитам оруденелых зон с содержанием хромита от 10 (струйчатого-полосчатые руды) до 50% (прожилковые и вкрапленные руды). Наиболее крупное Верхне-Лагортинское рудопроявление представлено линзовидным телом вкрапленных и струйчато-полосчатых руд, залегающим согласно с полосчатостью дунитов. Ширина выхода от 2 до 40 м, прослеженная протяженность 180 м. Содержание Cr_2O_3 от 4,5 до 22,7%. Руда хорошо обогащается. Концентраты с размерностью зерен 1,0-0,5 мм содержат 77-80% Cr_2O_3 . Хромшпинелид представлен маг

незильным высокохромистым хромитом. Спектральным анализом отмечено присутствие никеля 0,19-0,23%; пробирным - серебра 2,0-5,5 г/т. После обогащения руды пригодны для получения феррохрома.

Лагортинская группа рудопоявлений (П-4-9 и др.) представлена многочисленными обширными (15-20 x 25 x 180 м) элювиально-делювиальными развалами хромитов. Обнаружены В.В.Макарихиным в 1964 г. на водоразделе Труба-Ю - Лагорта-Ю. Хромитовые руды, залегающие среди гарцбургитов, массивные или густовкрапленные (Cr_2O_3 27,7-39,75%, $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ 2,6), среди верлитов средневкрапленные (Cr_2O_3 21,8-23,0; $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ 2,4) и среди войкаритов средне- и густовкрапленные (Cr_2O_3 23,0%, $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ 2,4). Спектральным анализом отмечено присутствие никеля 0,1-0,3%, пробирным - серебра до 2,4 г/т и золота 0,02 г/т. Хромшпинелиды во всех разновидностях руд представлены среднехромистым магнезиальным субферриалюмохромитом. Руды пригодны для производства огнеупоров, а руды из тел, залегающих среди гарцбургитов, для производства феррохрома. Площадь междуречья Лагорта-Ю - Труба-Ю перспективна для поисков хромитов.

Кэршорская группа рудопоявлений (П-3-5 и др.), в состав которой входит более [86] трех десятков рудных тел и зон, была открыта К.Н.Прядкиным в 1939 г. В 1940-1942 гг. они разведывались Г.П.Софроновым [89] и в 1959 г. переопробованы П.С.Прямоновым [83]. Залежи хромитов, как правило, приурочены к малым телам дунитов среди гарцбургитов, либо (меньшая часть рудных тел) к полосе развития пород полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. Рудные тела жлообразные (0,4-2 x 7,5-20 м), линзовидные (6-20 x 26-40 м) и трубообразные (4,5 x 4 м), крутопадающие (50-80°) на юго-восток или юго-запад. Сложены они массивными, густовкрапленными и нодулярными в основном низко- и среднехромистыми рудами железистого и, реже, глиноземистого (нодулярные руды) типа. Содержание Cr_2O_3 от 21,7 до 40,85%; отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ 2,0-3,1. Пробирные анализы показали содержание (г/т) платины до 0,213, золота до 0,113 и серебра до 2,4. Общие запасы массивных густо- и средневкрапленных руд по категориям В+С₁ составляют 35,5 тыс.т, из которых 9,6 тыс.т пригодны для получения феррохрома (Cr_2O_3 в руде 36-46%). Прогнозные запасы руд 70 тыс.т.

Мджид-Лабогейская группа рудопоявлений (Ш-2-III и др.) располагается на рр.Лабогей и Мджид-Лабогей. В ее состав входят более 25 рудопоявлений, часть из которых вскрыта и опробована М.А.Масловым [77]. Они представляют собой залегающие среди гарцбургитов небольшие (0,5-6,5 x 3-30 м) линзы, жилы и штоки хромитов и хроммагнетитов. Сложены крупнозернистыми и среднезернистыми, с участками мелкозернистых, массивными и густовкрапленными рудами. В их составе кроме хромшпинелидов (20-95%),

представленных магнезиальными ферриалюмохромитами и алюмохромитами, отмечается, часто обильный, магнетит (5-40%), иногда образующий графические сростания с хромитом и единичные зерна пирротина и ильменита. Химический состав руд резко варьирует: от хроммагнетита (Cr_2O_3 17-20%, $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ 0,5) до хромита (Cr_2O_3 38-40%, $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ 2,4-2,7). Пробирные анализы показали небольшие содержания в рудах (г/т) платины (0,02), золота (0,006-0,13) и серебра (до 2,6). Большая часть руд этой группы рудопроявлений представлены хроммагнетитами. Поэтому Южид-Лабогейские рудопроявления в главной своей массе интереса не представляют.

П о г у р е й с к а я группа рудопроявлений (IY-2-3 и др.) включает несколько мелких рудопроявлений и одно месторождение - Южно-Погурейское. Рудные тела залегают среди гарцбургитов, обнаруживая резкие контакты и полуметровую дунитовую оторочку. Они круто (50-85°) падают на северо-северо-восток. Форма тел линзовидная, размеры различные. На Южно-Погурейском месторождении протяженность линз составляет 155 и 48 м, мощность 3,45 и 4,96 м. Рудные тела сложены крупнозернистыми (5-10 мм) массивными и среднезернистыми (0,5-1 мм) вкрапленными рудами с содержанием хромшпинелидов 85-95%. Кроме хромшпинелида, представленного магнезиальным среднехромистым алюмохромитом, отмечаются единичные зерна магнетита, пирротина, халькопирита и самородной меди. Содержание Cr_2O_3 в руде Южно-Погурейского месторождения 44,6 в рудопроявлениях от 25,58 до 34,6%; $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ соответственно 3,6 и 2,8. Прогнозные запасы Южно-Погурейского месторождения до глубины 50 м составляют 130 тыс. т. Ориентировочные запасы всей группы рудопроявлений более 200 тыс. т. Руда после обогащения пригодна для получения феррохрома.

Хромитовое оруделение на территории листа представляет несомненный интерес в отношении вероятности выявления промышленных скопелений. На это указывают многочисленность рудопроявлений, наличие ряда перспективных рудных узлов - Берхне-Хойлинского, Латортинского и др. и высокое качество хромитов, большая часть которых представляет собой высоко- и среднехромистые магнезиальные субферриалюмохромиты или ферриалюмохромиты, пригодные для получения феррохрома. Проведенные испытания показали хорошую обогатимость руд; извлечение хромита при размерности 0,5-1,0 мм достигает 85%. Прогнозные запасы для всех рудопроявлений 595,5 тыс. т, из них пока лишь 35,5 тыс. т разведаны по категории В+С₁ [89]. Общие ориентировочные запасы хромитов 920 тыс. т.

Почти все рудопрооявления меди (I-3-4 и др.) располагаются в южной половине листа, на территории развития молюдмусурской, кокпельской, погурейской, грубейнской, а также [75] варчатинской и мусурской свит и в измененных превращенных в амфиболиты и габбро-амфиболиты габбро-норитах [77,80]. В северной половине листа известны лишь единичные рудопрооявления [91], приуроченные, как и участки пиритизации с небольшим содержанием меди [77], к метаморфитам (альбитовые амфиболиты и аповулканогенные зеленые сланцы), примыкающим с запада к поясу интрузии гипербазитов и измененных габбро.

Большая часть рудопрооявлений представляют собой [51 и др.] обильные примазки и пленки азурита и малахита, развивающиеся по трещинам сланцеватости. Первичные минералы — сульфиды меди — наблюдаются обычно в виде мельчайшей редкой вкрапленности и, редко [75], небольших скоплений.

Непосредственно в точках проявления медного оруденения вмещающие породы брекчированы, интенсивно пропилитизированы и пронизаны многочисленными согласными маломощными (0,3-5,0 см) карбонатными и другими жилами. В этих измененных породах и пересекающих их карбонатных и других жилах наблюдаются гидрокарбонаты и, нередко, особенно в зальбандах жилок, сульфиды и силикаты меди: борнит, халькозин, халькопирит, медистый пирит, ковеллин и хризоколла. Вне зон измененных пород с жилами карбоната и кварца медное оруденение практически не отмечается. Мощность таких минерализованных зон измененных пород не превышает 1,0-2,0 м. Иногда за счет слияния нескольких зон в одну она возрастает до 8,0-10,0 м. По простиранию зоны медной минерализации прослеживаются в развалках и выходах на десятки, редко сотни метров. Отмечается их приуроченность к тектоническим нарушениям, которые прослеживаются непосредственно западнее массивов габбро, метагаббро и гипербазитов.

Химический анализ штучных и бороздовых проб показал, что содержание меди в породах минерализованных зон в среднем составляет 0,02-0,07, а в отдельных пробах достигает 0,5-0,7% [51,57,64,80]. Полуколичественный спектральный анализ устанавливает присутствие в них на западном склоне Полярного Урала хрома, марганца, титана, свинца, цинка, циркония, бериллия, иттрия, иттербия, галлия, лантана и серебра, а на восточном [71,75] — свинца, цинка, молибдена, олова, никеля, кобальта и серебра. Содержание этих элементов колеблется на западном склоне от 0,001 (редкие земли) до 0,01% (свинец), а на восточном [75] от 0,01 (кобальт) до 0,06% (свинец и цинк). Для хрома, марганца и титана оно достигает 0,3-0,5%, содержание серебра не выше 8-10 г/т.

Наиболее изученным медносulfидным рудопоявлением является Погурей-Соимское (Ш-I-9), открытое А.И.Водолазским [50]. Оно расположено на водораздельном хребте в верховьях руч. Погурей-Соим и представляет собой ряд минерализованных участков, приуроченных к рассланцованным и пронизанным карбонатными и кварц-карбонатными жилами базальтовым порфирирам копельской свиты. Как карбонатные жилы, так и вмещающие их базальтовые порфириды, содержат мелкую (0,1-5,0 мм) вкрапленность и прожилки (1-3 мм x 10-30 см) мелко-кристаллических борнита и халькозина, пленки и налеты лимонита, медной зелени и свинца, прожилки хризоколлы, отдельные скопления ювеллина и куприта, зерен халькопирита, пирита, чешуек гематита и выделения самородной меди. Всего обнаружено 15 таких минерализованных участков мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых единиц метров и протяженностью от десятков до первых сотен метров, залегающих согласно с вмещающими породами и падающих на юго-восток под углами 55-65°. Химические анализы борздовых проб показали содержание меди от 0,83 до 5,13% и серебра от 1,6 до 28,5 г/т. Средневзвешенное содержание меди [53] для всех участков 2,1%, серебра 10 г/т. Средняя мощность 1,2; протяженность 1500 м. Ориентировочные запасы металла до глубины 100 м: 30 тыс. т меди и 15-16 т серебра.

Все остальные рудопоявления значительно меньше по масштабам и представляют собой лишь проявления медносulfидной минерализации. Обращает на себя внимание лишь многочисленность медносulfидных проявлений и их приуроченность к зонам меридиональных крутопадающих (на восток) тектонических нарушений.

С в и н е ц (Ш-4-I и др.)

Сколько-нибудь существенные свинцовые рудопоявления в пределах листа неизвестны. Галенит встречен в виде единичных зерен в ряде шихов в верховьях руч. Грубе-Шор [63,77]. Его источником являются [77] участки пиритизации и маломощные (3-5 см) карбонатные жилы, секущие метаморфические образования западного обрамления пояса интрузий габбро и гипербазитов. Редко и тоже в единичных зернах галенит отмечается [75] в шихах водотоков малого Урала. Кроме того, свинец обнаружен здесь [75] спектральным анализом штучных проб из участков пиритизации и кварцевых жил с sulfидами. Его содержание колеблется от 0,03-0,06 (абсолютное большинство проб) до 0,1-0,3%.

Сфалерит в виде единичных зерен отмечен В.И.Шляховым [91] и М.А.Масловым [77] в участках пиритизации на западном склоне Полярного Урала. Спектральные и химические анализы пиритизированных пород показали присутствие цинка в количестве от 0,01-0,1 до 0,77% (на Грубенинском серноколчеданном месторождении). На территории Малого Урала по результату анализа штучных проб из зон пиритизации было установлено наличие цинка [75] не более 0,06-0,1%. Цинксодержащие минералы здесь не встречены.

Н и к е л ь (I-4-2 и др.)

Никелевые рудопоявления на территории рассматриваемого листа неизвестны. Отмечаются небольшие содержания никеля в участках пиритизации (0,03%) [75,91], в хромитах (от 0,15-0,17 [80] до 0,23%), в горнблэндитах (0,7%) и дворитах [75].

Наличие никеля обусловлено присутствием в породах никельсодержащего пирротина, а в хромитах из гипербазитов, по данным Н.П.Пескова [80] - присутствием пентландита. Визуально последний не отмечался, но был зафиксирован при микроскопическом изучении хромитовых руд.

З о л о т о

Единичные (не более 3-4) знаки золота обнаружены [51,63,76,77 и др.] в шлихах из аллювиальных отложений практически всех водотоков. Особенно часто они отмечаются в шлихах р.Большой Лагорты и ее правых, берущих начало в пределах Войкаро-Синьинского гипербазитового массива, притоков [75]. Величина золотинок не превышает 0,6-0,8, чаще 0,1-0,3 мм. Форма округлая лепешковидная, окатанность обычно значительная, поверхность золотинок бугристо-ямчатая, цвет желтый, иногда чуть красноватый. Одним из источников золота являются гипербазиты Войкаро-Синьинского массива, где золото было обнаружено в хромитах р.Лагорты-Ю и др. Г.П.Софроновым еще в 1942 г. Другой источник - многочисленные зоны и участки пиритизации, наблюдавшиеся в метаморфических толщах непосредственно к западу от массива гипербазитов и габбро (р.Пальник-Ю и др.). Большинство исследователей устанавливает в них [51,91] небольшое (до 1,0 г/т) содержание золота. Наконец, золото встречено в протоочках из песчаников погурейской свиты [51]. Здесь оно наблюдается в виде мелких (0,1-0,05 мм) кубических неокатанных кристалликов. Содержание золота не выше 0,5-1,0 г/т.

П л а т и н а

Платина обнаружена пробирным анализом в хромитовых рудах Кэршорского, Кечпальского [76], Погурейского [80] и других рудопроявлений. Содержание ее в рудах не превышает соответственно 1,8; 0,2 и 0,1 г/т. Встречена платина также и в отдельных единичных шлихах из современного аллювия в верховьях волоковок, стекающих с Войкаро-Сыньянского массива - рр. Восточный Погурей, Малая Лагорта, Лагорта-Эгарт и др. Содержание ее в шлихе - один, редко два знака размером 0,02 мм. Представлена платина сталью-серыми лепешковидными и удлинено-проволочными зернами, отчетливо окатанными.

В о л ь ф р а м

Шеелит обнаружен [51,75 и др.] во многих шлиховых пробах из аллювия пойменной, первой и второй надпойменных террас рр. Восточной Кок-Палы, Игядей-Юган, Большой Лагорты и ее правых притоков в южной части листа. На севере шеелит содержат лишь единичные пробы из современного аллювия р. Хойлы и ее притоков. Содержание шеелита, представленного мелкими (0,1-0,5 мм) полупрозрачными, слабоокатанными белыми и желтовато-белыми зернами, не более 5-6 зерен в шлихе. Отчетлива его приуроченность к районам, где развиты гранитоидные интрузии. В коренных породах шеелит пока не был отмечен.

Ц и р к о н и й (1-4-8)

Циркон наблюдается практически во всех шлихах, взятых на площади листа. Содержание циркона обычно составляет единицы (район гор) или десятки (предгорья) зерен и реже (межгорные депрессии) небольшие (2,0-2,5 г/т) весовые количества [30]. В нижних частях долин рр. Грубе-Ю, Лагорты и др. содержание циркона в рыхлых отложениях повышается и достигает (рр. Юнь-Яга и Войкар) 5-6 г/т. Источником циркона служат метаморфические образования (гнейсы, амфиболиты, сланцы), гранитоиды, кислые эффузивы кокпельской, песчаники молдмусурской, погурейской и других свит. Радиоактивный циркон (малакон) встречен [76] в протолочке из крутопадающей на северо-запад жилы альбитита мощностью 1,5-2 м и протяженностью более 100 м, секущей гипербазиты северной оз. Верхняя Хойла.

Р е д к и е з е м л и (1-4-6 и др.)

Редкие земли - иттрий (0,003-0,007%) и иттербий (0,0005-0,001%) были обнаружены [91] в результате спектрального анализа образцов минерализованных пород из пиритизированных участков. В других пиритизированных участках химическим анализом определена сумма TR

от 0,023 до 0,033%. Однако минералы, содержащие редкие земли, здесь не были обнаружены. Монацит, реже ксенотим и ортит сравнительно часто встречаются [51,75 и др.] в единичных зернах в шлиховых пробах из аллювия рек Грубе-шор, Паги, Кок-Пелы и др. Источником этих минералов являются метаморфиты, окаймляющие гипербазитовый массив, песчаники, кислые эффузивы и гранитоиды погурейского, конгорского, войкарского интрузивных комплексов.

Молибден (Ш-4-5)

Молибденит в виде тонкорассеянной неравномерно распределенной вкрапленности был встречен [25,87] в аляскитовых гранитах и сопровождающих последние грубозернистых разностях пегматоидов на обоих берегах руч. Янас-Соим в 2 км вверх от устья последнего. Реже молибденит наблюдается в виде крупных (2-5 см) гнездовых скоплений среди пегматоидов и еще реже в маломощных кварцевых жилах, секущих граниты, где он концентрируется в зальбандах. Молибденовое и сопутствующее ему бедное медносульфидное и пирротинное оруденение отмечается [75] на площади 6 км² и приурочено к полю развития аляскитовых гранитов. Химический анализ штучных проб аляскитовых гранитов и пегматоидов показал содержание молибдена от 0,3 до 0,68%. Практическое значение молибденового оруденения пока не выяснено.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Серпни́й ко́лчедан (П-1-2 и др.)

На площади листа пиритизация отмечается в отложениях копельской, погурейской и других свит в метаморфических породах западного обрамления массива габбро-норитов и метагаббро, а также в слагающих его периферические части габбро-амфиболитах. Большая часть проявлений пиритизации приурочены к полосе измененных пород ордовикского возраста, превращенных в разнообразные зеленые сланцы, порфиритоиды, амфиболовые сланцы и амфиболиты. Гораздо реже пиритизация отмечается в породах грубейнской и погурейской свит и прорывающих их альбитофирах. Общей особенностью всех пиритизированных участков является их приуроченность к зонам тектонических нарушений, причем нередко пиритизированные породы отчетливо брекчированы.

Наиболее интенсивно пиритизация проявлена на Грубешорском месторождении цинковистого серпни́го колчедана, открытом А.М.Иванченко в 1962 г. Месторождение вскрыто с поверхности канавами, а на глубину буровыми скважинами. Оно представляет собой пологопадающую (25-30°) на юго-восток залежь мощностью 20-25 м, протяженностью

600-700 м, прослеженную по падению на 500 м, залегающую среди раздробленных и гидротермально измененных альбитофиров, порфиров и их туфов. Залесь сложена вкрапленными серноколчеданными рудами с прослоями и линзами массивных руд мощностью до 3 м. Кроме пирита, содержание которого во вкрапленной руде достигает 20%, наблюдаются в единичных зернах халькопирит, борнит, галенит и марказит, пленки гидрокарбонатов меди, железной охры. По данным анализа проб из керна скважин содержание (в %) меди до 0,1; цинка 0,77; свинца 0,01; серы от 4,5 до 29,3; окиси железа 14-40,2. Пробирные анализы показали отсутствие золота и небольшое количество (7,3 г/т и ниже) серебра. Прогнозные запасы составляют: серы 1215,88 тыс.т, меди 2,5-3,0 тыс.т, цинка 18-20 тыс.т, серебра 80-90 т. Небольшие запасы и содержание полезных ископаемых ниже промышленных кондиций (серы в 2, цинка в 5, меди в 10 раз) заставляют считать это месторождение непромышленным.

Остальные пиритизированные участки представляют собой линзы и полосы шириной 10-90 м, прослеженные по протяженности до 400-1000 м. Падение оруденелых линз юго-восточное - согласное с падением вмещающих пород. Содержание пирита в оруденелых участках от 2 до 5%, на отдельных небольших обогащенных участках оно повышается до 10-15% [63]. Кроме пирита, отмечаются отдельные зерна халькопирита, сфалерита, галенита и молибденита, пленки гидрокарбонатов меди. Спектральный анализ борздовых проб показал содержание (%) меди 0,03-0,01; цинка 0,01-0,1; свинца 0,003-0,018; никеля 0,03; вттрия 0,07; вттербия 0,001; галлия 0,03. Пробирный анализ выявил следы золота и серебро в количестве от 3,2 до 14,8(9) г/т. Идентичный результат дал анализ пиритизированных участков, выявленных М.А. Масловым [77] в габбро-амфиболитах в районе р.Лабогей. Описанные проявления пиритизации представляют минералогический интерес.

Ф л о р и т (I-2-2)

Наблюдается в виде мелких зерен лимбового цвета в карбонатно-кварцевых и карбонатных маломощных (0,2-0,5 см) прожилках и линзочках, располагающихся согласно со слоистостью среди серых и темно-серых сероводородных доломитизированных известняков айской свиты, обнажающихся на правом борту р.Грубе-Ю. Содержание флюорита в породе не превышает 1,5-2%.

К о р у н д

Корунд, месторождение которого обнаружено к северо-востоку от границ рассматриваемого листа, в пределах последнего встречен лишь в нликах. Отдельные нликовые пробы из массива рр.Грубе-Ю

[64,77], Восточного Погурей [80], Восточной Кок-Палы [51] и некоторых других содержат единичные мелкие зерна корунда обычно розового, реже синего или красного цвета.

А с б е с т

На территории листа известны проявления как амфибол-асбеста (IV-I-5), так и хризотил-асбеста (II-4-10 и др.).

Амфиболовый асбест, представленный актинолит-асбестом, наблюдался в залыбандах кварцевых жил, иногда в чисто актинолитовых прожилках, секущих сильно измененные габбро или габбро-диабазы и порфириды из окаймляющей габбровый массив оторочки метаморфических пород. Мощность сложенных асбестом залыбандов жил не превышает 1,5-2 см, а чисто амфиболовых прожилков до 8-10 см. Волокно амфибол-асбеста хрупкое, длиной от 10 до 20 мм, окрашено в зеленовато-серый и зеленый цвета.

Хризотил-асбест, многочисленные проявления которого отмечаются повсеместно в приконтактной части гипербазитового массива, нигде не образует значительных скоплений. Асбестовые жилки имеют небольшую (0,5-3,0 см) мощность, не выдержаны по простиранию и прослеживаются не более чем на 3-4 м. Волокна асбеста ориентированы перпендикулярно стенкам жилки и представлены коротковолокнистой (2-3 см) разностью. Лишь на р. Восточный Погурей Н.П. Песковым [80] встречены длиноволокнистые (5-6 см) разности. В этом случае волокна асбеста ориентированы вдоль жил. Проявления асбеста представляют минералогический интерес.

Г р а н а т (II-2-5 и др.)

Гранат - широко распространенный минерал зеленых сланцев, амфиболитов и гнейсов, слагающих пояс метаморфических образований, отделяющих массивы габбро и гипербазитов от слабо измененных осадочных палеозойских толщ, развитых в западной части листа. В существенном количестве отмечается гранат также в габбро-амфиболитах [26] и отчасти в гипербазитах [86]. Содержание граната в породах колеблется от 5 до 20, а на отдельных участках [80] достигает 30-40%. Протяженность обогащенных гранатом участков, сложенных чаще всего амфиболитами, достигает (р. Средняя Лагорта) 5 км, а ширина 0,3 км и более. Отмечаются две минеральные разновидности, представленные гранатами альмандин-спессартинного [91] и андрадит-гроссулярового [80] рядов, причем резко преобладает первая разновидность. Размеры изометрических зерен граната, часто сильно деформированных, колеблются от 0,1 мм до 3-5 см; крупные зерна нередко тригональны. Гранат может служить сырьем для абразивной промышлен-

ности, а отдельные нетрещиноватые прозрачные кристаллы пригодны для использования в качестве поделочных камней.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Строительные материалы на территории листа представлены известняками, песком и гравием. Известняки обнаружены в области развития яйской и варчатинской свит. Пески и гравий встречаются практически повсеместно.

И з в е с т н я к и (I-I-I и др.)

Значительные по масштабам залежи известняков встречены среди пород яйской (C_{jj}) и варчатинской (D_{2vr}) свит соответственно на территории западных предгорий Полярного Урала и массива Малый Урал. Известняки западных предгорий Полярного Урала (I-I-I) обнажаются по р. Грубе-Ю, где образуют на правом берегу в районе устья руч. Грубе-вож обнажения протяженностью до 600-800 м. Они представлены [77] двумя разновидностями: доломитизированными глинистыми известняками (серые, иногда темно-серые, тонкозернистые, неяснослоистые, массивные) и известковистыми глинистыми доломитами (светло-серые, иногда буроватые, массивные). Известняки и доломиты содержат небольшое количество углекислого растительного вещества. Их химический состав по двум пробам приводится в табл. I.

Таблица I

№ обр.	Название породы	Содержание компонентов, %						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ⁺ FeO	CaO	MgO	K ₂ O ⁺ Na ₂ O	п.п.п.
626-2	Доломитизированный глинистый известняк	3,6	0,5	0,8	51,0	2,2	0,4	41,4
336I-3	Известковистый глинистый доломит	3,8	1,5	3,8	32,5	16,7	1,0	39,8

Известняки и доломиты пригодны для производства извести (класс В) и цемента, в том числе (доломиты) гидравлического. Запасы более 200 тыс. м³.

Известняки массива Малый Урал наблюдаются в виде скальных выходов высотой 10-25 м и протяженностью от 150 до 500 и более метров на обоих склонах массива. Они представлены светло-серыми, белыми, иногда розовыми, средне- и мелкозернистыми массивными, нередко брекчированными разновидностями [75]. Их химический состав (%): SiO₂ 1,9; Al₂O₃ 0,7; Fe₂O₃ 0,80; CaO 54,2; MgO 0,9; K₂O + Na₂O 0,2; п.п.п. 41,3. Известняки удовлетворяют требованиям промышленности для

использования их в качестве флюса при выплавке цветных и черных металлов и получения извести (класс Б).

Геологические запасы известняков для одной наиболее крупной залежи, расположенной на восточном склоне хребта Янас-Төре, составляют более 1 млн. м³.

Песок и гравий (I-I-I, II-I-4 и др.)

На площади листа песок и гравий могут добываться в небольших количествах из аллювия пойм и пойменных террас в среднем и нижнем течении всех крупных водотоков. Значительные по масштабам месторождения песка и гравия связаны с участками развития более древних четвертичных отложений.

По р. Юнь-Яге (проявление 185) при впадении в нее рр. Большой и Малой Ниедь-Ю на довольно обширной площади (0,6-0,5 км²) развита первая надпойменная терраса, высотой около 1,5 м. Она сложена мелкозернистым глинистым песком с существенным (до 50%) количеством гравия и единичными мелкими валунами. Примесь глинистого вещества не менее 4-5%. Песок пригоден для использования в качестве балласта на строительстве дорог, а после промывки и для бетонных работ. Предположительные запасы песка составляют около 80 тыс. м³.

В бортах долин рр. Грубе-Ю, Малой Ниедь-Ю, Восточного Погурей, Малой Лагорты и др., при выходе их на предгорную равнину или (на востоке) в Лагортинскую межгорную депрессию, обнажаются галечники, которые относятся к флювиогляциальным отложениям сартанского оледенения. Они сложены галькой (85-90%), цементированной грубозернистым песком, иногда (Восточный Погурей и др.) с существенной (до 10%) примесью суглинистого материала. Размеры галек от 50 до 70 мм. Преобладают размеры 30-60 мм. Валун единичны. Гравий пригоден для изготовления бетона, а в отдельных случаях после просеивания для балласта при строительстве автомобильных дорог. Так как флювиогляциальные галечники развиты очень широко, их запасы значительны. Для бассейна р. Грубе-Ю (проявление 186) предположительные запасы гравия (до уреза воды) составляют 1 млн. м³. На востоке (проявления 189, 190) эта цифра еще выше.

Гораздо лучшими по качеству являются галечники и пески с галькой, слагающие вторую надпойменную террасу. При том же гранулометрическом (галечники) составе они почти не содержат глинистых примесей. Количество валунов, хотя и мелких (10-20 см), здесь выше и достигает 5-10%. Так как вторая терраса сохранилась только в пределах долин крупных водотоков, предположительные запасы песка и гравия, связанные с ее отложениями, меньше и для участков на рр. Большой и Малой Лагорте (проявления 187, 188) соответственно составляют 30 и 25 тыс. м³.

Поделочные камни (I-3-I, 2, 5)

Поделочные камни представлены цветными кремнистыми сланцами чигимской свиты и антигоритом из жил секущих гипербазиты.

Кремнистые сланцы (проявления 3,4), которые могут быть использованы в качестве поделочных камней, приурочены к верхней толще чигимской свиты в районе высот Хойле-Пэ и 320,0. Они представляют собой плотные яшмовидные породы, окрашенные в серый, бурый, красный, голубоватый и зеленоватый цвета, обладают значительной твердостью, прекрасно шлифуются и дают зеркальную полированную поверхность. Толща цветных кремней прослеживается по развалкам и гривкам на 2,5-3,0 км при ширине 0,2-0,3 км. Запасы поделочных камней представляются неограниченными.

Антигорит (проявление 7) наблюдался в ряде жил, секущих гарибургиты Войкаро-Сынъянского гипербазитового массива. Наиболее значительная из них (мощностью 0,3 и протяженностью 20-25 м) располагается в верховьях р. Большой Хойлы в районе высоты 390. Антигорит представлен здесь зелеными разностями массивного и крупнолистоватого строения. Величина блоков до 0,2-0,5 м. Хорошо полируется. Полированные образцы просвечивают.

Шлиховым опробованием были охвачены почти все водотоки района. Минералы-полезные ископаемые, если исключить широко распространенные магнетит, титаномagnetит, ильменит, хромит, циркон, рутил, сфен и лейкоксен, отмечаются в шлихах не часто. В единичных зернах и единичных шлихах встречены платина, ортит, ксенотим, малакон и корунд. Несколько чаще в единичных зернах в ряде шлихов обнаружены галенит, халькопирит, борнит, халькозин, малахит и азурит. Во многих шлихах в единичных зернах наблюдаются золото, шеедит и монацит. Шлихи из водотоков южной половины листа (рр. Восточная Кок-Пела, Игдей-Юган, Большая Лагорта и их притоки) несравненно богаче минералами - полезными ископаемыми по сравнению с шлихами остальной его части. Именно здесь наиболее часто, но тоже лишь в единичных зонах, отмечаются золото, шеедит, монацит и вообще не встречающийся севернее ксенотим. Все эти минералы наблюдались в шлихах из современного и древнего аллювия, а также в шлихах из флювиогляциальных и ледниковых (зырянских и сартанских) отложений. Это обстоятельство позволяет предположить, что многие минералы-полезные ископаемые попали в аллювий в результате размыва ледниковых отложений. Источники этих минералов, вероятно, находятся в пределах листа, так как область питания ледников был водораздельный хребет и его восточные предгорья. В

западной части листа перспективными являются площади распространения доордовикских и нижнеордовикских отложений в верховьях руч. Перевального и р. Восточной Кок-Пелы, а также средне-верхнеордовикских вулканитов и ордовикских аповулканогенных зеленых сланцев в верхнем течении рр. Грубе-Ю, Грубе-Шор и др. Здесь установлены знаки золота в погурейских песчаниках [51], расположены Погурей-Соимское борнит-халькозиновое рудопоявление [51] и встречены кварцевые жилы с галенитом [77]. Что касается шеелита, монацита, ксенотима, то содержащие их породы пока неизвестны. На востоке перспективны территория Малого Урала и восточная часть Лагортинской межгорной депрессии, сложенные соответственно силурийскими, девонскими вулканогенными породами и тоналитами собского комплекса, причем концентрация в шлихах сфена, рутила, лейкоксена, монацита, а также частота встречаемости золота и шеелита растут здесь по направлению с запада на восток.

На большие скопления даже широко распространенных в шлихах минералов хрома и титана рассчитывать нельзя. В среднем концентрация хромита, ильменита, рутила и сфена вместе с лейкоксом составляют соответственно на западном склоне Полярного Урала в г/м³: 350, 30, 10 и 10, а на восточном склоне 3400, 15, 8 и 10. Все остальные минералы встречены лишь в единичных знаках.

Перспективы района

Из всех встреченных на территории листа проявлений полезных ископаемых наибольшее значение имеет хромитовое оруденение в гипербазитах. Хромиты большинства рудопоявлений и месторождений пригодны для получения феррохрома. Они обладают хорошей обогатимостью — извлечение хромита при размерности 0,5–1,0 мм достигает 85%. Однако все месторождения невелики по размерам (150–200 тыс. т). Кроме того, все рудопоявления и месторождения хромитов расположены в высокогорной части листа и следовательно труднодоступны. Изученность хромитового оруденения, однако, недостаточна. Поэтому не только наиболее перспективные месторождения Хойлинское и Жжно-Погурейское, но и другие группы рудопоявлений хромита, как и весь гипербазитовый массив в целом, заслуживают продолжения исследований.

Широко проявлена в пределах листа гидротермальная медносulfидная минерализация. Однако пока лишь одно рудопоявление (Погурей-Соимское) считается в какой-то мере перспективным. Не выяснен характер и значение медносulfидной минерализации в вулканитах варчатинской и лагортинской свит. Недостаточно описаны участки, сложенные нижнеордовикскими песчаниковыми отложениями

III. Нахождение здесь медного оруденения типа медистых песчаников вполне возможно. Не выяснено практическое значение вкрапленности молибденита и сульфидов меди в пегматоидных гранитах района оз. Янас-Лор.

Следует отметить перспективность территории листа в отношении контактово-метасоматических магнетитовых руд, ассоциирующихся на смежных площадях с гранодиорит-диоритовыми интрузиями конгорского комплекса, а также возможность обнаружения бокситоносности в связи с формацией рифогенных известняков варчатинской свиты (хр. Янас-Таре).

Что касается признаков проявления железного, титанового, свинцового, цинкового, флюоритового и никелевого оруденения, а также находок золота, платины, шеелита, ксенотима, монацита и корунда в шлихах, то они по имеющимся данным представляют лишь минералогический интерес. Вместе с тем отчетливая приуроченность большинства шлихов с золотом, монацитом, ксенотимом и шеелитом к южной половине территории листа позволяет считать необходимым ее опоскование.

Представляется перспективной на барит часть территории листа, расположенная между рр. Пальник-Ю и Малая Ниедь-Ю, сложенная породами яйской свиты, которая залегает на баритоносной пагинской свите среднего-верхнего девона. Несомненно серьезного внимания заслуживают полосы метаморфитов, обрамляющие интрузию гипербазитов и габбро. Широко развиты здесь зоны и участки пиритизации с содержанием меди, цинка, свинца, серебра и признаками редкоземельной минерализации слабо изучены и их практическая ценность неизвестна.

Каких-либо данных о нефтеносности или газоносности района не имеется. Известна лишь слабая битуминозность серых известняков пагинской свиты.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды на территории листа представлены водами, циркулирующими в толщах как рыхлых (четвертичных), так и коренных (протерозойских и палеозойских) пород.

ВОДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Различают воды ледниковых и аллювиальных (флювиогляциальных) отложений. Источником питания служат инфильтрующиеся атмосферные осадки, что обуславливает значительные сезонные колебания дебита вод. Водоносным горизонтом является слой, сложенный галечнико-песчаным или галечнико-щебенчатым материалом. Водупором служат коренные породы (скв. № 1), моренные суглинки, а также породы слоя многолетней мерзлоты, мощность которой на территории Усинской низменности изменяется от 2-5 до 40-50 м [12], а средняя температура от 0,8 до 1,0°C [55]. Поверхность этих вод свободная. Они являются надмерзлотными водами. Области их питания совпадают с областью распространения.

Воды аллювиальных отложений выходят на поверхность в виде источников на высокой пойменной и, главным образом, первой и второй надпойменной террасах. Встречены они в долинах всех рек и крупных ручьев. Дебит источников колеблется от 0,08 до 0,15 л/сек. Температура воды изменяется от 15 до 1°C. По химическому составу воды источников на территории предгорной равнины [50] являются гидрокарбонатно-кальциевыми или гидрокарбонатно-магниево-кальциевыми, а в предгорьях [76] гидрокарбонатно-магниевыми. Сухой остаток составляет соответственно 150 и 40 мг/л; окисляемость по Куббелю 0,9 и 0,60 мг-л/О₂; pH 7,1 и 8,4.

Воды ледниковых (сартанских и зырянских) отложений отмечаются на участках понижения рельефа, в долинах рек, а также вскрываются шурфами на глубине до 3 м и образуют отдельные источники или их группы с дебитом 0,08-0,8 л/сек и редко более. По химическому составу воды принадлежат к гидрокарбонатно-кальциево-магниевому [91] и гидрокарбонатно-сульфатному магниевое-натриево- [77] типам. Сухой остаток до 110 и 135 мг/л; окисляемость по Куббелю 12,8 и 14,6 мг-л/О₂, pH 7,2 и 7,0. Результаты анализа воды из четвертичных отложений приводятся в табл.2.

Таблица 2

№ проб	Характер источника	Содержание компонентов, мг/л								
		НСО ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca	Mg	Na + K	NO ₂	NO ₃	NH ₄
56	Аллювий I террасы (предгорье)	72,7	23,3	0,2	59,1	21	21,5	не обн.	не обн.	-
96	Аллювий поймы (горный)	42,7	8,2	0,3	2,0	7,3	5,3	"	"	0,2
28	Из ледниковых отложений Сартанского оледенения	80	16	4	46	46	8	-	-	-
46	То же Зырянского оледенения	83	23	5	20	52	28	не обн.	не обн.	4,2

ВОДЫ КОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На территории листа развиты отложения мелового, пермского, каменноугольного, девонского, силурийского, ордовикского, кембрийского и протерозойского возрастов, образующие три структурные этажа. В меловых породах, слагающих верхний мезозойский структурный этаж источников не встречено. Они зафиксированы лишь в породах среднего (каледоно-герцинского) и нижнего (байкальского) этажей и прорывающих их изверженных породах (перидотитах и габбро).

Воды среднего структурного этажа

Воды пермских отложений. С пермскими отложениями связаны многочисленные источники с дебитом 0,2-0,3 л/сек. Температура воды 5-8°C. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатно-магниево-кальциевому типу. Величина сухого остатка около 100 мг/л. Окисляемость по Куббалу 11,0 мг-л/О₂; рН 7,0-8,0.

Воды каменноугольных отложений. К области развития каменноугольных отложений (дяйская и воргашорская свиты) приурочено большое количество карстовых воронок. С многими из них связаны источники, дебит которых достигает 0,12-0,2 л/сек [77]. Отдельные источники (р. Грубе-Ю) имеют дебит более 1,5 л/сек. Температура воды 5-8°C. По химическому составу воды принадлежат к гидрокарбонатно-сульфатному кальциево-натриевому типу. Сухой остаток до 141 мг/л; рН 6,9.

Воды нижнедевонско-силурийских отложений. К нижнедевонско-силурийским отложениям приурочено немного источников обычно напорных вод с дебитом по 2,5 л/сек [91]. Температура воды 8-10°C. По химическому составу вода является гидрокарбонатно-кальциево-натриевой. Сухой остаток достигает 130 мг/л; окисляемость по Куббелю 16 мг-л/О₂; pH 7,2.

Воды ордовикских отложений. В области развития отложений ордовика источники были зафиксированы лишь на участках, сложенных породами молюдорской и чигимской свит среднего и верхнего отделов, а также отложениями грубеинской свиты нижнего-среднего ордовика. Дебит источников 0,5-2,0 для чигимской [91], 0,1 - молюдовской [77] и 0,1-0,15 л/сек для грубеинской свиты [80]. Температура воды 5-6°C. По химическому составу воды являются соответственно гидрокарбонатно-кальциево-магниевыми, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевыми и гидрокарбонатно-натриево-кальциевыми. Сухой остаток 110-85-20 мг/л. Окисляемость по Куббелю 13,8; 8,2 и 6,7 мг-л/О₂; pH 7,2; 6,9 и 6,7.

Воды среднего структурного этажа

Воды верхнепротерозойско-кембрийских отложений. В пределах территории, сложенной породами конпельской свиты, встречены многочисленные источники по преимуществу нисходящего типа. Их дебит 0,1-0,25 л/сек. Температура воды 2-8°C. По химическому составу вода гидрокарбонатно-сульфатная, иногда нитриево-кальциевая. Сухой остаток 27-30 мг/л. Окисляемость по Куббелю 3,2-6,0 мг-л/О₂; pH 7-8.

Воды изверженных пород

На площади листа достаточную гидрохимическую характеристику получили лишь воды габбро и гипербазитов. На значительной площади развития других изверженных пород, закрытой моренными отложениями, связь источников с изверженными породами не установлена.

Воды габбро и габбро-амфиболитов. В пределах территории, сложенной габбро и габбро-амфиболитами, источники вод немногочисленны. Дебиты их колеблются от 0,01-0,03 до 0,4 л/сек [77]. Температура воды 4-3°C. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевые. Сухой остаток колеблется от 30 до 120 мг/л; pH 6,5-7,5.

Воды гипербазитов. Источники вод на площади развития гипербазитов многочисленны. Дебит колеблется от 0,03 до 0,6 л/сек. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниевые [77]. Сухой остаток 30-130 мг/л, pH 7,8-8,0.

Результаты анализа воды из коренных отложений приведены в табл.3.

Таблица 3

№ проб	Характеристика пород	Содержание компонентов, мг/л								
		НСО ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca	Mg	K+Na	NO ₂	NO ₃	NH ₄
756	Пермские	77	20	3	46	36	18	-	-	-
3364	Каменноугольные	84	14	2	80	-	12	не обн.	не обн.	3,8
357	Силурийские	83	15	3	44	13	43	-	-	-
78	Чигимская свита	83	15	3	45	-	25	-	-	-
2617	Молюшторская свита	54	121	2	32	-	7,8	не обн.	не обн.	1,4
3247	Грубеинская свита	68	8	1	30	-	6	-	-	-
7/1	Кембрийские	18-20	2-6	2	3	-	5	не обн.	не обн.	0,2-0,1
1039	Габбро	65	22	13	33	32	35	-	-	-
1038	Габбро-амфиболиты	80	0	11	18	73	18	-	-	-
1532 1116	Гипербазиты	75-47	10-0	23-17	11-25	43+70	41-0	не обн.	не обн.	2,0-2,0

Судя по минерализации вод источников, территория листа является областью выщелачивания с минерализацией в среднем не превышающей 170-180 мг/л. Исключение представляют лишь воды источников, связанных с отложениями эвлянского следенения, и карстовые воды каменноугольных отложений, где минерализация подземных вод иногда превышает [80] 200-250 мг/л. Воды всех отложений, в том числе изверженных пород, пресные, очень мягкие и холодные. По химическому составу воды четвертичных и пермских отложений гидрокарбонатно-магниево-кальциевые или, редко, гидрокарбонатно-сульфатно-магниево-натриевые (эвлянские отложения); воды каменноугольных, девонско-силурийских и ордовикских отложений гидрокарбонатные или, иногда, гидрокарбонатно-сульфатные (яйюская и молюшторская свиты) кальциево-натриевые, воды кембрийских отложений гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые, изверженных пород - гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниево-натриевые.

Подземные воды территории листа неагрессивны, обладают отличными вкусовыми качествами, абсолютно прозрачны и являются хорошей питьевой и технической водой. Однако запасы их остаются незначительными, а дебит источников, особенно в горной части, очень невелик. Поэтому основным источником питьевой воды в пределах листа являются реки и многочисленные проточные озера, воды которых почти

идентичны водам четвертичных отложений. Все они относятся к гидрокарбонатно-сульфатным магниевно-натриевым или даже магниевно-кальциевым. Температура воды 8-14°C. Сухой остаток изменяется от 40 до 150 мг/л. Окисляемость по Куббелю 10-20 мг-л/O₂. Нитриты и нитраты отсутствуют. Аммиак отмечается редко и лишь в озерах; содержание его не выше 6 мг/л. Запасы озерной и речной воды практически несчерпаемы.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

Опубликованная

1. Алетков А.Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат-лы комиссии экспедиционных исследований АН СССР, вып.ХУШ, 1929.
2. Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на Полярном Урале. "Советская геология", 1945, № 6.
3. Войновский-Кригер К.Г. Кечъяпельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала. Мат-лы 2-й геол.конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1947.
4. Войновский-Кригер К.Г. Орловик Лемвинской фациально-структурной зоны. Бюлл.МОИП, т.ХХХУ, вып.3, 1960.
5. Войновский-Кригер К.Г. Силур Лемвинской фациально-структурной зоны. Бюлл.МОИП, т.ХХХУП, вып.3, 1961.
6. Войновский-Кригер К.Г. Леронские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов. Бюлл.МОИП, т.ХХХУ, вып.2, 1962.
7. Войновский-Кригер К.Г. Каменноугольные отложения Левинской фациально-структурной зоны. Бюлл.МОИП, т.ХХХУШ, вып.2, 1963.
8. Войновский-Кригер К.Г., Гессе В.Н., Евсеев К.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист Q-41-X. Серия Северо-Уральская. Объяснительная записка. "Недра" 1963.
9. Волнов С.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, сб.8, 1948.
10. Волнов С.Н. Средний палеозой северной окраины Нижне-Тагильского антиклинария. Тр.геол.музея им.Карпинского АН СССР, вып.4, 1960.

11. Гессе В.Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР. Госгеолтехиздат, вып.2, 1962.
12. Гессе В.Н., Евсеев К.П. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Лист Q-4I-XV. Объяснительная записка. "Недра", 1962.
13. Гессе В.Н., Савельев А.А. К вопросу о характере оледенения Полярного Урала в верхнечетвертичную и современную эпохи. - В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд. МГУ, 1963.
14. Евдокимов Е.Б. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. Тр. НДТА, вып. I, 1959.
15. Евсеев К.П., Евдокимов Е.Б. и др. Геологическая карта м-ба 1:1000000 лист Q-4I (Воркута). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1958.
16. Евсеев К.П. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурно-фациальной зоны. Вып. ВСНГЕИ, № 2, 1960.
17. Корень Т.Н., Евсеев К.П. Силурийские отложения Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, нов. серия, т.86, 1962.
18. Каленская М.С., Миклухо-Маклай Арт.Д. Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. LXXVI, 1958.
19. Дуванова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория. "Наука", 1964.
20. Миклухо-Маклай Арт.Д. К вопросу о кембрийских отложениях Полярного и Приполярного Урала. ДАН СССР, т.162, 1965, № 4.
21. Молдаванцев Ю.Е. Особенности проявлений интрузивного магматизма на Полярном Урале. Тр. I-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, т.3, 1960.
22. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими структурами. - В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., Госгеолтехиздат, МГУ. 21 сессия, пробл.13, 1960.
23. Молдаванцев Ю.Е. Метаморфический пояс севера Урала. Тр. I-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, т.3, 1963.
24. Молдаванцев Ю.Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. Тр. I-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1963.
25. Морковкина В.Ф. Гранодиоритовая интрузия габбро-перидотитовой формации и связанное с ней редкометальное оруденение. Мат-лы по петрографии гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 21, 1958.

26. Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Основные породы и проблемы их генезиса. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.

27. Морковкина В.Ф. О роли контаминации и ассимиляции в образовании гранитоидов (на примере Полярного Урала). - В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. "Наука", 1965.

28. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. "Наука", 1967.

29. Падалка Г.А. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. Тр. Арктич. ин-та, 47, 1936.

30. Падалка Г.А. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография Урала, т. I. Изд. АН СССР, 1937.

31. Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. "Наука". вып. 182, 1968.

32. Савельев А.А. Денудационные поверхности Полярного Урала и некоторые вопросы его ледниковой истории. - В сб.: Кайнозойский покров северо-востока Европейской части СССР. Изд. МГУ, 1966.

33. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрология и хромитоносность Войкар-Сындынского гипербазитового массива. Тр. 2-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1962.

34. Сергиевский В.М., Молдаванцев Ю.Е. и др. Уральская складчатая система. Ордовикско-триасовый (герцинский) тектоно-магматический цикл. Эвгеосинклинальная область. Геологическое строение СССР, т. III "Недра", 1968.

35. Софронов Г.П. К геоморфологии Войкарского района (Полярный Урал). Изв. АН СССР, 1945, № 4.

36. Троицкий Л.С. О размере и характере оледенения Урала в четвертичный период. ДАН СССР т. 152, 1964, № 2.

37. Троицкий Л.С. Проблемы оледенений Урала в четвертичном периоде. Мат-лы гляциологических исследований, вып. 9, 1964.

38. Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала, Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.

Рукописная^{х)}

39. Аминев Б.А., Войновский-Кригер К.Г. и др. Геология Печорского угленосного бассейна и Полярного Урала, 1947. № 1130.

40. Белоусова В.П. Геологические исследования на Полярном Урале в районе рр. Хойла, Малая Хойла и Лагорта бассейна р. Уса, 1938. № 1247.

^{х)} Работы, для которых не указано место хранения, находятся в фондах Ухтинского ГТУ.

41. Белоусов А.П., Конев Н.П. Геологическая карта Полярного Урала. М-б I:200000. Лист Q-4I-XVI. Объяснительная записка. 1960. Фонды ТИМ.ГУ, № 01129.

42. Бельтенева Е.Б., Сухачев Е.П. Магнитная съемка восточного склона Полярного Урала, проведенная в 1953 г., 1954. Фонды ТИМ.ГУ, № 0412.

43. Белякова Л.Т. Ордовикские отложения бассейна р.Лемвы. 1961. № 3250.

44. Большаков В.В., Загородный А.М. Отчет о детальной аэромагнитной съемке м-ба I:200000 в районе Полярного Урала, Пай-Хоя и Полярного бассейна. 1961. № 3197.

45. Боч С.Г. Отчет о работе Урало-Обской геоморфологической партии ВСЕГЕИ, 1947. Фонды Уральского ТГУ, № 01425.

46. Боч С.Г. Отчет о геологических работах Восточно-Войкарской партии Полярно-Уральской экспедиции Уральского ГУ. 1947. Фонды Уральского ТГУ, № 08206.

47. Боч С.Г., Богрецова Г.Б. Геоморфологические исследования и изучение рыхлых четвертичных отложений на Полярном Урале. 1958. № 2401.

48. Бунин М.В., Лакшина А.С. Геологическая карта Полярного Урала масштаба I:200000 частей листов Q-4I-X, XI. 1954. Фонды ТИМ.ГУ, № 0414.

49. Варганов В.Г., Белоусов А.П. Геологическая карта Полярного Урала м-ба I:200000 юго-восточной части листа Q-4I-XVI. 1952. Фонды ТИМ.ГУ, № 1120.

50. Водолазский А.И. и др. Геологическое строение листов Q-4I-54 В (г); 54Г(в,г); 55В(в); 66Б(а,б). 1966. № 4861.

51. Водолазский А.И. и др. Геологическое строение территории листов Q-4I-54В(г); 54Г(в,г); 55В(в); 66А(а,г); 66Б; 66В(б); 66Г(а,б); 67А(а,в) и 67В(а). 1968. № 5391.

52. Водолазский А.И., Игнатов Н.П., Рапп Э.М. Геологическое строение листов Q-4I-67В(в), 66В(г), Г(в,г), 1969. № 5672.

53. Водолазский А.И. Результаты поисково-оценочных работ на участках проявлений меди и литохимических аномалий. 1969.

54. Войновский-Кригер К.Г. Стратиграфия и тектоника западного склона Полярного Урала. 1953. № 1248.

55. Гессе В.Н., Овчинников Б.М. Геологическое строение северной половины листа Q-4I-XV. 1958. № 2435.

56. Гессе В.Н., Пиотровская Г.Н. Геологическое строение южной половины листа Q-4I-XV. 1959. № 2193.

57. Гранович И.Б., Гессе В.Н. Отчет о результатах поисково-опробовательских работ на медь в верховьях рек Чигчим-Харута, Харута, Вост.Погурей. 1960. № 3030.

58. Гранович И.Ф., Савельева Г.Н. Геологическое строение южной и юго-восточной части территории листа Q-4I-XII. 1963. № 3749.

59. Денисенко И.С. Отчет Варчатинской методической гравиметрической партии I4/60 за 1960г. 1961. Фонды Тум.ГУ, № 01762.

60. Дмитриев Н.Г. Отчет о работе Интинской и Лемвинской гравиметрической партии в 1958-1959 гг. 1960. № 02938.

61. Доброхотова И.А. Отчет о геофизических работах, произведенных на колчеданных месторождениях Грубешорской опытно-производственной партией № 3/64 на Полярном Урале в верховьях рек Лагорта и Грубе-Ю. 1965. № 4595.

62. Евсеев К.П., Акимов Г.Н. Отчет о результатах маршрутных редакционно-увязочных геологических исследований, проведенных в Лембинском районе Полярного Урала РСГГЕИ в 1954-1955 гг. 1958. № 2430.

63. Иванченко А.М., Шкарин И.М. Отчет о результатах поисковых работ на медь, проводимых Грубешорской поисковой партией в верховьях рек Грубе-Ю, Паги и Вост.Погурей в 1962 г. 1963. № 3708.

64. Иванченко А.М., Кудавев В.Г. Отчет о результатах поисковых работ на медь, проведенных Грубешорской поисковой партией на западном склоне Полярного Урала в верховьях рек Грубе-Ю и Лагорта в 1964-1965 гг. 1966. № 4862.

65. Кабанцев Р.Г. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на хромиты, проведенных Северной ИПП в верховьях р.Вост.Погурей и Вост.Кок-Цела в 1963 г. 1964. № 4563.

66. Колпаков А.В. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на медь, произведенных Кокпельской поисковой партией в 1962 г. 1963. № 3693.

67. Комаров А.Г., Молдаванцев Ю.Е. и др. Изучение магматических и метаморфических пород Полярного и Приполярного Урала с целью выявления закономерностей изменения их физических свойств в зависимости от различных геолого-петрографических факторов. 1966. № 4857.

68. Комаров А.Г., Молдаванцев Ю.Е. и др. Отчет по теме № 35. Изучение палеомагнитных свойств магматических и метаморфических пород Полярного Урала и Среднего Тимана с целью их возрастной корреляции. 1968. № 5355.

69. Конева А.Н., Агафонов М.Г. Отчет о работе Уральской гравиметрической партии в пределах Войкаро-Синьинского гипербазитового массива. 1968. № 05320.

70. Котович Е.А. Отчет о работах Северо-Уральской геологосъемочной партии за 1939-1940 гг. 1940. № 506.

71. Костяк Б.Ф., Нефедов В.А. Результаты геологосъемочных работ масштаба 1:50000 в пределах листов Q-4I-68B, 68Г(а,б); 79(в,г) и 80А (а,в) на Полярном Урале. 1964. Фонды Тум.ГУ, №02722.

72. Кривцов К.А. Отчет Уральской аэрогравиметрической партии в Ненецком национальном округе и Интинском районе Коми АССР. 1958. № 282I.
73. Кудрявцев М.П. Отчет по геологической съемке района р.Лемвы и ее правых притоков. 1933. № 5II.
74. Латыпов А.А. Отчет о работах магнитометрической партии в Приуральском и Шуриншюрском районах Тюменской области в 1958 г. 1959. Фонды Тим.ГУ, № 0I246.
75. Литовченко Н.И., Романенков Б.А. Результаты геологопоисковых работ м-ба 1:50000 в пределах листов: Q-4I-68B; 69A; 69B; 57B и Б на Полярном Урале. 1964. № 026II.
76. Макарихин В.В., Гуренчук Г.П. Геологическое строение территории листа Q-4I-56B. 1965. № 4665.
77. Маслов М.А., Макарихин В.В. Геологическое строение территории листов: Q-4I-55B(б,г); 55Г; 56B(в); 67B(в,г) и 68A (а,б). 1966. № 4909.
78. Ненахов М.Е., Чурсина М.Ф. Геологическая карта Полярного Урала масштаба 1:200000 района рр.Кок-Пелл, Вост.Погурей и Лабогей. 1947. Фонды Тим.ГУ, № 0I460.
79. Новак В.Д., Игумнов В.Г. Отчет о работах Лагортинской полевой алектроразведочной партии в районе Полярного Урала в 1964 г. 1965. № 4686.
80. Песков Н.П., Гуренчук Г.П. Геологическое строение территории листов Q-4I-67A(б,г); 67B(а,в) и 67B(б). 1968. № 4663.
81. Подбелова А.С., Харламов Ю.С. Отчет о работе Уральской и Салехардской аэрогеофизической партии за 1964г. 1965. № 4689.
82. Портнов В.А. Отчет о результатах поисковых работ на Пальнинском баритовом месторождении. 1969. Фонды Уральского ТГУ, № 5700.
83. Прямоносов П.С., Монто Р.М. Полезные ископаемые Полярного Урала (Отчет тематической партии за 1958-1959 гг.). 1960. Фонды Тим.ГУ, № 0II7I.
84. Прядкин К.Н. Геологические исследования в районе рек Лагорта, Большая Ниедь-Ю и Малая Ниедь-Ю бассейна р.Усн. 1938. № 584.
85. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Геологическое строение территории листов Q-4I-79A и 67B(г). 1964. № 3902.
86. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Обобщение материалов с целью оценки хромитоносности Войкаро-Сынъянского гипербазитового массива. 1968. № 5356.
87. Сирия Н.А., Волков С.Н. и др. Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Полярного Урала. 1955. № I368.

88. Софронов Г.П. Хромитовые месторождения Войкарского ультра-основного массива. 1942. № 1309.

89. Софронов Г.П., Ифанов С.А. Отчет о работе Кершорской геологоразведочной партии на Полярном Урале в 1942 г. 1944. № 1233.

90. Маратов И.В. Результаты поисковых и поисково-разведочных работ на хромиты. 1965. № 4650.

91. Шляхов В.И., Шляхова Х.Т. Геологическое строение территории листа Q-41-56A. 1964. № 3906.

С п и с о к

непромышленных коренных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе Q-4I-XVI карты полезных ископаемых и карты четвертичных отложений масштаба 1:200000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Название месторождения и вид полезного ископаемого	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Использование полезного ископаемого
I	2	3	4	5
Х р о м и т				
I-3	7	Хойлинское	75,85	Для выплавки феррохрома
I-4	7	Качьпельское	75,85	Для производства огнеупоров
П-3	9	Верхне-Лагортинская группа	85,89	Для выплавки феррохрома
П-3	5	Каршорское	85,86	То же
П-4	9	Лагортинское	75,85	То же
Ш-2	II	Ыжид-Лабогейское	76,85	?
IY-2	9	Ожно-Погурейское	64,85	Для выплавки феррохрома
М е д ь				
Ш-I	9	Погурейское	5I,53	-
С е р н ы й к о л ч е д а н				
П-I	2	Грубешорское	57,76	-
И з в е с т н я к и				
I-I	2	Грубешорское	76	Для получения извести и цемента
Ш-4	42	Дзоляварчатинское	7I	Для получения извести и в качестве флюса
IY-4	I	Большалагортинское	7I	
Г а л ь к а и г р а в и й				
П-I	I	р.Грубе-Ю		Для приготовления бетона и балласта

I	2	3	4	5
III-4	I	р.Мал.Лагорта	4I,7I	Для приготовления бетона и балласта
III-3	I	р.Бол.Лагорта	4I,7I	То же
IY-4	I	р.Восточная Кок-Пела	4I,65	То же
IY-4	2	р.Войкар	4I	То же
Песок и гравий				
I-I	I	р.Юнь-Яга	4I	После промывки для приготовления бе- тона

С п и с о к

проявлений полезных ископаемых, показанных на листе
Q-4I-XVI карты полезных ископаемых масштаба 1:200000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Местонахождение проявления и вид по- лезного иско- паемого	Характеристика проявления (К-корен- ное, Э-элюви- альное, Д-делю- виальное и гене- зис)	Ссылка на литерату- ру (номе- ра по списку ли- тературы)	Примечание
I	2	3	4	5	6
Ж е л е з о					
IУ-4	3	оз.Хойла	К		Вкрапленность маг- нетита в метамор- фитах, Fe 14,32%
Ш-2	12	руч.Ыджид- Лабогей-Шор	К	77	Массивные руды в гартбургитах, FeO 27,0-60,8%
Т и т а н					
П-2	2	оз.Большая Лагорта	К	77	Вкрапленность тита- номагнетита в кварц- полевошпатовых жилах
Х р о м и т					
I-3	3	руч.Бур- Иоль	Магмато- генный	76	Полосчатые вкраплен- ные руды в дунитах, Cr_2O_3 до 30%
I-3	8	р.Правая Лагорта	К	9I	Жилоподобные тела бедных вкрапленных руд в гартбургитах, Cr_2O_3 - 7,7%, Ag 2,8 г/т
I-3	9	р.Средняя Лагорта	Д	9I	Нодулярные и петель- чатые руды в гарт- бургитах

1	2	3	4	5	6
I-3	10	руч. Хойла-вис	Э	9I	Вкрапленные полосчатые руды в гарцбургитах
I-3	12	р. Средняя Лагорта	Э	9I	Вкрапленные полосчатые руды в дунитах
I-3	13	р. Лагорта-Егарт	К	9I	Линзы массивных руд в гарцбургитах
I-4	I	г. Географов	Э	76	Массивные руды в гарцбургитах
I-4	4	р. Левая Кечь-Пель	Э	76,85	Бедные полосчатые вкрапленные руды в гарцбургитах
I-4	5	То же	II	76,85	То же
I-4	6	" - "	Э	76,85	Густовкрапленные руды в гарцбургитах
I-4	9	руч. Хойла-вис	Э	76	Вкрапленные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 22,5%
I-4	10	Высота "955,0"	К	76	Столбообразное тело густо- и среднекрапленных руд в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 25,5%
I-4	II	" - "	Э	76	Маковые бедные руды в войкаритах, Cr_2O_3 10,4%
I-4	13	оз. Верхняя Хойла	К	76	Зоны прожилков и линз вкрапленных руд в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 26,0%
II-2	6	р. Малая Лагорта	К	77	Линзы густовкрапленных и массивных руд в войкаритах, Cr_2O_3 до 36,5%
II-3	I	р. Лагорта-Егарт	Э	9I	Густовкрапленные руды в войкаритах
I-4	I	р. Лагорта-Ю	Э	76,85	Густовкрапленные и массивные руды в гарцбургитах

I	2	3	4	5	6
П-4	2	р.Лагорта-Егарт	Э	76	Густовкрапленные и массивные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 37%
П-4	3	То же	Э	76	Густовкрапленные и массивные руды в гарцбургитах
П-4	4	"-	3	76	Густовкрапленные и массивные руды в войкаритах, Cr_2O_3 25,3%
П-4	5	р.Лагорта-Ю	Э	76	Полосчато-струйчатые руды в гарцбургитах
П-4	6	"-	Э	76	Густовкрапленные нодулярные руды в гарцбургитах
П-4	7	"-	Э	76	Густовкрапленные и массивные руды в войкаритах
П-4	8	"-	Э	76	Полосчато-струйчатые вкрапленные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 25%
Ш-I	13	руч.Выя-Ю	К	80,85	Неправильной формы тело массивных руд в серпентинитах, Cr_2O_3 до 32,9%
Ш-2	4	Высота "Ю160"	К	77	Линзовидное тело густовкрапленных и массивных руд в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 42,0%
Ш-2	5	"-	Э	77	Густовкрапленные и массивные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 42,0%

1	2	3	4	5	6
III-2	7	р.Лабогей-Егарт	Э	77	Густовкрапленные и массивные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 32,5%
I-4	14	Высота "995,0"	К	76	Линзы средневкрапленной руды в войкаритах, Cr_2O_3 до 23,0%
I-4	12	То же	К	76	Прожилки и струи вкрапленных руд в гарцбургитах
I-4	15	"-	К	76	Жилы средне- и густовкрапленной руды в войкаритах, Cr_2O_3 до 28,0%
I-4	16	"-	Э	76	Полосчатые вкрапленные руды в войкаритах, Cr_2O_3 до 22,5%
I-4	17	оз.Верхняя Хойла	К	76,85	Столбообразное тело густовкрапленных руд в войкаритах, Cr_2O_3 21,3%
I-4	18	Высота "995,0"		76	Полосчатые густовкрапленные и массивные руды в дунитах
I-4	19	оз.Верхняя Хойла	К	76,85	Линзы и шпирь массивных и густовкрапленных руд в войкаритах
I-4	20	То же	Э	76,85	Шпирь вкрапленных руд в войкаритах, Cr_2O_3 до 22%
I-4	21	"-	Э	76	Зоны густовкрапленных руд в войкаритах, Cr_2O_3 до 40%
I-4	23	Высота "1078,0"	К	76	Линзы и гнезда массивных и вкрапленных руд в гарцбургитах

I	2	3	4	5	6
I-4	24	оз.Ыджид-Хойла- ты	Э	76	Струйчато-полосча- тые густовкраплен- ные руды в гарцбур- гитах, Cr_2O_3 до 36,5%
I-4	25	Высота "1078,0"	К	76	Полосы бедных вкрап- ленных руд в гарц- бургитах, Cr_2O_3 до 20,0; Ag до 17,6%
I-4	26	руч. Хойла-вис	К	76	Жила вкрапленных руд в войкаритах, Cr_2O_3 16,9%
I-4	27	р. Хойла	К	76	Полосы средневкрап- ленных руд в гарц- бургитах, Cr_2O_3 до 25,0%
I-4	28	руч. Хойла-вис	К	76	Линзы массивных руд в войкаритах, Cr_2O_3 36,75%
I-4	29	р. Труба-Ю	Д	76	Средневкрапленные руды в гарцбургитах
I-4	30	руч. Хойла-вис	К	76	Жилы средневкраплен- ных руд в войкари- тах, Cr_2O_3 до 23,0%
I-4	32	руч. Хойла-вис	К	76	Линза густовкраплен- ных руд в гарцбургит- тах, Cr_2O_3 до 37,2%
I-4	33	р. Труба-Ю	К	76,85	Неправильное тело густовкрапленных и нодулярных руд в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 30%; Ag 2,4; Au 0,02 г/т
I-4	34	р. Хойла	Э	76	Массивные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 30,5%
I-4	35	Высота "910,0"	Э	76	Струйчатые и полос- чатые руды в гарц- бургитах

I	2	3	4	5	6
I-4	36	р.Труба-Ю	К	76,85	Жила массивных руд в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 41,3%
I-4	37	р.Хойла	Э	76,85	Массивные руды в гарцбургитах
I-4	38	"-	К	76,85	Линзы массивных руд в гарцбургитах
I-4	39	р.Лагорта-Ю	Д	76	Редко- и средне-вкрапленные руды в гарцбургитах
I-4	40	р.Труба-Ю	Э	76,85	Густовкрапленные и нодулярные руды в войкаритах
I-4	41	"-	К	76,85	Линзы густовкрапленных руд в дунитах
I-4	42	"-	Э	76,85	Массивные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 41,96%
Ш-2	8	р.Малая Лагорта	Э	80	Густовкрапленные и массивные руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 42,0%
Ш-2	9	"-	Э	80	То же
Ш-2	10	р.Лабогей	Э	77	То же, Cr_2O_3 до 40%
Ш-2	13	р.Ыджид-Лабогей	Э	80,85	То же
Ш-2	14	"-	Э	80,85	Вкрапленные и листоватые руды в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 43,0%; As 5; Au 0,4; Pt 0,1г/т
Ш-2	15	Высота "1137,0"	К	65,89	Линза массивных руд в гарцбургитах, Cr_2O_3 до 40%
Ш-2	16	"-	Э+Д	65,80	Вкрапленные и массивные руды в гарцбургитах

1	2	3	4	5	6
Ш-2	17	р.Иджид-Лабогей	Э	65,77	Массивные руды в гарцбургитах
Ш-2	18	Высота "1137"	Э+Д	65,80	Вкрапленные и массивные руды в гарцбургитах
Ш-2	19	р.Виль-Ю	Э+Д	80	Массивные руды в гарцбургитах
Ш-2	20	" "	К	80	Линзовидное тело густовкрапленных и массивных руд в гарцбургитах, Cr_2O_3 34,6%; следы Au, Ag и Pt
IV-I	12	г.Кок-Пела	К	85	Средневкрапленные руды в дунитах

М е дь

I-3	4	р.Правая Лагорта	К.Контактовый	9I	Вкрапленность халькозина и халькопирита в зеленых сланцах, Cu до 0,1%
Ш-I	6	р.Восточный Погурей	К.Магматогенный	80	Жилы пироксенитов с вкрапленностью пирита и халькопирита, Cu до 0,1%
Ш-I	8	р.Погурей	К.Гидротермальный	5I	Кварцевые жилы с вкрапленностью борнита, Cu 0,05%
Ш-I	10	руч.Туманный	К.Магматогенный	5I	Рассеянная и гнездовая вкрапленность борнита и халькозина в основных эффузивах, Cu до 0,1%
Ш-I	11	" "	К.Гидротермальный	5I	Вкрапленность борнита и халькозина в окварцованных, карбонатизированных основных эффузивах, Cu 0,15%

1	2	3	4	5	6
Ш-I	12	р. Восточный Погурей	Э. Гидротер- мальный	57	Халькопирит и ме- дистый пирит в кварцевой жале
Ш-I	15	р. Кок-Цела	К. Гидротер- мальный	51	Вкрапленность бор- нита и халькопирита в окварцованных основных эффузивах, Cu 0,06%
Ш-2	6	оз. Пага-Ты	К. Магматогенный	80	Вкрапленность пирита и халькопирита в пироксените, Cu до 0,7%
Ш-4	3	руч. Янас-Соим	То же		Вкрапленность пирита и халькопирита в кварц- полевошпатовых жилах
Ш-4	4	Высота Пирчи- Соим	Э. Контакт- товый	75	Магнетитовый скарн с сульфидами, Cu 0,05%
Ш-4	9	Высота "2890"	К. Гидротер- мальный	75	Окварцованные литокластические туфы с вкрапленностью сульфидов, Cu до 0,1%
Ш-4	11	Высота "2890"	К. Гидротер- мальный	75	Окварцованный и эпидотизированный туф с вкрапленностью сульфидов, Cu до 0,1%
Ш-4	12	" "	К. Гидротер- мальный	75	То же, Cu 0,05%
Ш-4	13	" "	К. Гидротер- мальный	75	Окварцованные вулканогенные породы с вкрапленностью сульфидов, Cu 0,05%
Ш-4	14	р. Манюку	Э. Контакт- товый	75	Вкрапленность сульфидов в туфе на экзоконтакте жилы кварцевых диоритов, Cu до 0,1%

I	2	3	4	5	6
Ш-4	16	Высота "233-6"	К. Гидротер- мальный	75	Измененные вулка- ногенные основные породы с вкраплен- ностью сульфидов, Cu до 1,0%
Ш-4	17	оз. Шелевидное	К. Гидротер- мальный		Окварцованные из- мененные туфы с вкрапленностью сульфидов, Cu до 0,05%
Ш-4	18	" - "	К. Гидротер- мальный	75	Окварцованный из- мененный туф с вкрапленностью сульфидов, Cu от 0,1 до 0,3, Pb 0,03%
Ш-4	21	Высота "233,6"	К. Магмати- ческий	75	Литокластический туф с вкраплен- ностью сульфидов, Cu от 0,06 до 0,1%
Ш-4	23	Высота "268,0"	К. Магмати- ческий	75	Литокластический туф с вкраплен- ностью сульфидов, Cu от 0,06 до 0,1%
Ш-4	24	Высота "268,0"	К. Гидротер- мальный	75	Окварцованный из- мененный туф с вкрапленностью сульфидов, Cu 0,06%
Ш-4	39	руч. Прохлад- ный	К. Гидротер- мальный	75	Окварцованные зе- леные сланцы с вкрапленностью сульфидов, Cu до 0,1; Pb до 0,03%
Ш-4	34	Высота "326"	Э. Магмати- ческий	75	Кварцевые диориты с вкрапленностью сульфидов

1	2	3	4	5	6
Ш-4	35	Высота "326"	Э.Магматический	75	Жила кварцевых диоритов с вкрапленностью пирита и халькопирита, Cu 0,1-0,3%
Ш-4	43	Высота "356,0"	К.Магматический	75	Кварцевые диориты с вкрапленностью сульфидов, Cu до 0,1%
Ш-4	45	"-"	Э.Магматический	75	Кварцевые диориты с вкрапленностью сульфидов, Cu до 0,37%
Ш-4	46	"-"	Э.Магматический	75	Жила кварцевых диоритов с вкрапленностью пирита и халькопирита
IV-I	I	Высота "703,0"	Э.Гидротермальный	51	Вкрапленность халькопирита в кварцевой жиле, Cu до 0,03%
IV-I	2	"-"	Э.Гидротермальный	57	То же, Cu до 0,05%
IV-I	4	руч.Перевальный	К.Гидротермальный	57	То же, Cu до 0,03%
IV-I	7	р.Восточная Кок-Пела	К.Гидротермальный	57	Кварцевая жила с вкрапленностью халькопирита
IV-I	10	Высота "816,0"	К.Неясный?	57	Основные эффузивы с вкрапленностью борнита
IV-I	II	руч.Игдей-Егарт	К.Гидротермальный	57	Кварцевые жилы с борнитом, Cu до 0,05%
IV-2	4	р.Восточный Погурей	К.Гидротермальный	64	Кварцевые жилки с редкими зернами халькопирита

1	2	3	4	5	6
IV-3	1	Высота "273,0"	К.Гидротер- мальный	71	Кварц-эпидотовая жиза с вкрапленно- стью пирита и халь- копирита, Си до 0,6%
IV-3	3	Высота "183,0"	К.Гидротер- мальный	71	Кварцевая жила с вкрапленностью пи- рита и халькопирита, Си 0,06-0,1%

С в и н е ц

III-4	2	Высота "201,0"	Э.Магмати- ческий	75	Жилы аплита в квар- цевых диоритах, Рв 0,03%
III-4	6	" "	Э.Магмати- ческий	75	Вкрапленность сульфидов в жиле аплита, Рв 0,03%
III-4	9	руч. Янас-Соним	Э.Гидротер- мальный	75	Кварцевые жилы с вкрапленностью сульфидов, Рв 0,03%
III-4	10	" "	Э.Гидротер- мальный	75	То же
III-4	16	Высота "266,0"	К.Гидротер- мальный	75	Окварцованные и эпидотизированные зеленые сланцы, Рв 0,03%
III-4	19	Высота "233,6"	Э.Гидротер- мальный	75	Окварцованный и эпидотизированный туф с вкрапленностью сульфидов Рв 0,03%
III-4	20	" "	То же		То же
III-4	25	оз. Янас-Лор	Э.Гидротер- мальный		Измененные туфы с вкрапленностью сульфидов, Рв 0,03%

1	2	3	4	5	6
III-4	26	Высота "297,0"	К.Гидротер- мальный	75	Окварцованные, эпидотизирован- ные и хлоритизи- рованные туфы с вкрапленностью сульфидов, Рв 0,03%
III-4	27	Высота "297,0"	К.Гидротер- мальный	75	Прожилки кварца в измененных вулканитах, Рв 0,06%
III-4	30	Высота "297,9"	Э.Гидротер- мальный	75	Окварцованные и пиритизированные зеленые сланцы, Рв 0,06%
III-4	31	" - "	К.Гидротер- мальный	75	Гидротермально- измененные лито- кластические ту- фы с вкрапленно- стью сульфидов, Рв 0,03%
III-4	32	" - "	К.Гидротер- мальный	75	То же
III-4	33	" - "	Э.Гидротер- мальный	75	Гидротермально- измененные туфы с вкрапленностью сульфидов, Рв 0,03%
III-4	36	" - "	К.Гидротер- мальный	75	Гидротермально- измененный туф с вкрапленностью сульфидов
III-4	37	руч. Прохладный	К.Гидротер- мальный	75	Зеленые сланцы с единичными зерна- ми пирита, Рв 0,03%
III-4	38	" - "	К.Гидротер- мальный	75	Зеленые сланцы с вкрапленностью пирита, Рв 0,06%

1	2	3	4	5	6
Ш-4	39	руч. Прохладный	К. Гидротер- мальный	75	Измененные анде- зит-базальтовые туфы, Рв 0,03%
Ш-4	41	Высота "326,0"	К. Гидротер- мальный	75	Гидротермально- измененный туф с вкрапленностью сульфидов, Рв 0,03%
Ш-4	44	Гряда Варгаты- Мустр	К. Гидротер- мальный	75	Зеленокаменные породы с вкрап- ленностью суль- фидов, Рв 0,03%

Ц и н к

Ш-4	2	р. Большая Лагорта	Э	75	Пиритизирован- ные меланокра- товые кварцевые дiorиты, Zn 0,06%
Ш-4	16	р. Манику	К. Гидротер- мальный	75	Окварцованные из- мененные туфы с вкрапленностью сульфидов, Zn до 0,06%
Ш-4	28	Высота "247,0"	К. Гидротер- мальной	75	Измененные вул- каногенные поро- ды, Zn до 0,06%
Ш-4	2	оз. Дзоля-Вар- чаты	К. Гидротер- мальный	71	Гидротермально- измененные туфы с вкрапленностью пирита, Zn 0,006%

Н и к е л ь

I-4	2	р. Большая Хойла	К. Магмати- ческий	76	Вкрапленность пирротина в ди- аллагитах, Ni до 0,52%
I-4	22	оз. Верхняя Хойла	К	76	Вкрапленность халькопирита и пирротина в ду- ните, Ni до 0,7%

1	2	3	4	5	6
I-4	32	р.Хойла-вис	К	76	Вкрапленность пирита в пироксени-те, Ni 0,1-0,25%
III-4	6	р.Янас-Соим	К.Магматический	75	Вкрапленность сульфидов в диоритах, Ni 0,05; Cu 0,3; Mo до 0,3-0,6%
III-4	4I	р.Прохладный	То же	75	Тело кварцевого роговообманкового диорита с вкрапленностью сульфидов, Co и Ni до 0,1%

Молибден

III-4	5	руч.Янас-Соим	К.Гидротермальный и пегматитовый	75	В кварцитах и пегматитовых жилах
-------	---	---------------	----------------------------------	----	----------------------------------

Цирконий

I-4	8	г.Географов	К.Гидротермальный	75	Малакон и ортит в альбитовой жиле
-----	---	-------------	-------------------	----	-----------------------------------

Редкие земли

I-3	6	р.Правая Лагорта	К	9I	Содержание иттрия 0,007; иттербия 0,001; галлия 0,03%
I-3	II	р.Средняя Лагорта	К	9I	Содержание иттрия 0,003; иттербия 0,0005; галлия 0,003%
III-I	2	р.Погурей-Егарт		5I	Содержание Σ TR 0,031%
III-I	3	Высота "66I,0"		5I	Содержание Σ TR 0,033%
III-I	5	"-"		5I	Содержание Σ TR 0,023-0,031%

1	2	3	4	5	6
Ф л о р и т					
I-I	3	р. Грубе-Ю	К. Гидротер- мально- пневматоли- тический	41,77	

С е р п и н к и к о л ч е с л а н

II-I	3	р. Натальин-Ю	К	64,73	Содержание пирита в породе от 2 до 5% (редко около 10%)
II-I	4	р. Пага	К	51	То же
II-2	1	р. Малая-Нюль-Ю	К	64,73	"-
II-2	3	р. Малая-Нюль-Ю (исток)	К	73	"-
II-2	4	р. Грубе-Ю (исток)	К	64,73	"-
II-3	2	р. Левая Лагорта (исток)	К	73,91	"-
III-I	4	Погурей	К	51	Содержание пирита достигает 20%
III-I	7	р. Погурей	К	51	То же
III-3	2	р. Мабогей	К	73	Содержание пирита не выше 5%
IV-I	3	руч. Перевальный	К	51	Содержание пирита достигает 10-20%
IV-I	6	Высота "609,0"	К	51	То же
IV-I	3	р. Восточная Мок-Пала	К	51	То же

Х р и з о т и л - а с б е с т

V-4	10	р. Лагорта-ю	К. Гидротер- мальный	39	Слишечные прожилки в серпентинитах
III-I	14	р. Восточный Погурей	То же	65,30	То же
III-2	21	"-	"-	65,30	То же

1	2	3	4	5	6
IV-2	1	р. Восточный Погурей	К. Гидротер- мальный	55, 80	Однородный пожил- ки в серпентини- тах
IV-2	2	руч. Виль-Ю (верховья)	То же	80	То же
А м ф и б о л - а с б е с т					
IV-I	5	р. Восточная Кок-Пела	К	80	Актинолитовый асбест
Г р а н а т					
II-2	5	руч. Пальник- Шор	К. Метамор- фогенный	77	В амфиболитах и гнейсах альмандин- на до 10-15%
II-3	4	р. Левая Лагор- та	То же	77	В амфиболитах альмандинна до 15%
III-2	1	оз. Верхняя Пага- ты	"	77	В амфиболитах аль- мандинна до 10%
III-2	1	руч. Лим-Шор	"	80	В амфибол-альбит- поизитовых поро- дах андрадита до 20%
III-2	2	"	"	80	В амфиболитах ан- драдита 10-20%
III-2	3	р. Малая Лагор- та	"	80	В амфиболитах ан- драдита 20-30%
IV-I	3	р. Восточная Кок-Пела	"	57	В гнейсах и амфибо- литах альмандинна до 25%
П о д е л о ч н ы е к а м н и					
I-3	1	г. Хойла-Пэ	К. Осадоч- ный	91	Цветные кремнистые сланцы
I-3	2	р. Малая Хойла	К. Осадоч- ный	91	То же
I-3	5	р. Левая Лагор- та (верховья)	К. Гидротер- мальный	91	Антигорит

Содержание

	стр.
Введение	3
Геологическая изученность	7
Стратиграфия	15
Интрузивные образования	55
Тектоника	70
Геоморфология	77
Полезные ископаемые	83
Подземные воды	100
Список литературы	104
Приложение I	III
Приложение 2	III

1000

1444/2

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР
МАСШТАБА 1:200000

Серия Северо-Уральская
Лист Q-41-XVI

Объяснительная записка

Рукопись подготовлена к печати Геолого-картографической
партией Уральской комплексной съемочной экспедиции

Редактор М.И.Лепинг

Объем 8.1 печ.л. Тираж 200 экз. Формат Заказ II

Отпечатано в издательском цехе Геолого-картографической
партии УКСЭ