

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
УХТИНСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СЕВЕРО-УРАЛЬСКАЯ

Лист Q-41-XX

Объяснительная записка

Составитель *А.Д.Миклухо-Маклай*

Редактор *Ю.Д.Смирнов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

18 мая 1965г., протокол № 25

МОСКВА 1972

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-4I-XX в административном отношении принадлежит Интинскому району Коми АССР и Тюменской области РСФСР. Географически она расположена на стыке Полярного и Приполярного Урала и ограничена координатами $65^{\circ}20'$ – $66^{\circ}00'$ с.ш. и $61^{\circ}00'$ – $62^{\circ}00'$ в.д.

Орографически район может быть разделен на пять частей, сменяющихся последовательно друг за другом с северо-запада на юго-восток: слабохолмистая денудационно-аккумулятивная равнина, подгорная денудационная равнина, область высоких предгорий, область гор и область горных массивов восточного склона. Расчлененность рельефа в районе резко увеличивается в юго-восточном направлении. Максимальные высотные отметки расположены в горной части района на линии Главного водораздела Уральского хребта, где они достигают 1436 м (гора Грубеиз), 1479 м (гора Лемваиз); наименьшие отметки приурочены к долинам рек Тыкотловой и Лемве и равны соответственно 100 и 110 м. Таким образом, разница абсолютных высотных отметок достигает 1379 м.

Денудационно-аккумулятивная равнина, расположенная в северной части района, представляет собой слабохолмистую поверхность, постепенно повышающуюся к юго-востоку. Для нее характерны мягкие формы рельефа, очень слабая расчлененность, заболоченность и незначительные относительные превышения. Величина высотных отметок колеблется здесь от 100 до 150 м. В юго-восточном направлении денудационно-аккумулятивная равнина сменяется подгорной денудационной равниной. Она представляет собой также слабоволнистую заболоченную поверхность, повышающуюся к юго-востоку и постепенно переходящую в область высоких предгорий. Расчлененность рельефа здесь более сильная. Относительные превышения водораздельных участков над днищами долин местами достигают 150 м. Максимальные высотные отметки равны 200–220 м. На

фоне подгорной денудационной равнины выделяются увалы Сераму-сюр и Рагозамусюр с наивысшими отметками 230-250 м.

Область высоких предгорий протягивается широкой полосой вдоль массивов водораздельного хребта. Эта область представляет собой плоскую и волнистую денудационную поверхность с отдельными останцовыми возвышенностями (Пальникмусюр, низкогорный краж Тисваиз) и высотами (Мадага-Мылк): 626,0; 598,0; 716,0; 757,0 м. В пределах предгорий у подножья гор (верховья р.Мал.Хаймы), хорошо выражена предгорная депрессия, в значительной степени заполненная обломочным материалом подгорного шлейфа. Для предгорной области характерны округлые, мягкие очертания вершин, пологие склоны. Область предгорий на юго-востоке резко граничит с областью гор. Они представляют собой Уральский водораздельный хребет, именуемый здесь Народо-Итьинским кражем. Многие высоты Народо-Итьинского кража достигают почти 1,5 км.

Граница гор и предгорий выражена резко и отличается прямолинейностью, область гор расчленена глубокими и крутосклонными долинами. Здесь развиты конические вершины и зубчатые гребни. Высотные отметки в пределах межгорных депрессий опускаются до 500-600 м. Вершинная поверхность во многих местах осложнена уступами нагорных террас. Передовой хребет отделен узкой межгорной депрессией от собственно водораздельного хребта. На восточном склоне водораздельного хребта также отчетливо выражена продольная межгорная депрессия, отделяющая от него возвышенности восточного склона, которые являются юго-восточной оконечностью Войкар-Сынинского массива.

Возвышенности восточного склона представляют собой глубоко расчлененную денудационную поверхность, осложненную кражами, постепенно понижающимися к юго-востоку. Здесь абсолютные отметки достигают 800-1100 м, а относительные превышения над дном долин - 600-700 м. Реки западного склона относятся к бассейну р.Лемвы, а реки восточного склона принадлежат к бассейну р.Хулги (Ляпина).

Общий рисунок гидрографической сети района определен его тектоникой и литологией. На западном склоне основными водными артериями являются р.Лемва с притоками Харута, Воравож, Грубеу, Хайма, Парнокау, Мал. и Бол.Надота. Река Лемва берет начало у северо-западного подножья горы Лемваиз. Она пересекает с юга на север почти всю территорию листа Q-4I-XX. В верхнем течении река имеет падение 37 м на 1 км и скорость течения до 1,5 м/сек. Падение в среднем и нижнем течении 5 м на 1 км. Ширина реки здесь достигает 120 м, а скорости течения снижаются до 0,8-

0,9 м/сек. Здесь р.Лемва сильно меандрирует, изобилует островами, косами и перекатами. Передвижение на лодках по ней возможно лишь в высокую воду и только от устья р.Парнокаа. Все перечисленные выше реки западного склона, за исключением р.Лемвы, мелководны и из-за большого количества порогов и перекатов транспортными путями служить не могут. Реки восточного склона: Хаймаа, Грубеа (восточные) и Тыкотлова текут в юго-восточном направлении и имеют падение от 20 до 40 м на I км. Они так же, как и реки западного склона, из-за мелководности и порожистости транспортными путями служить не могут.

В горной части района речные долины глубоко врезаются и имеют каньонообразную форму. Глубокий врез имеют реки и при выходе из предгорий. В среднем и нижнем течении долины их расширяются, уменьшается количество грубообломочного материала в русле, получает широкое развитие пойменная терраса. На западном склоне в долинах рек повсеместно отмечаются три террасовых уровня: I надпойменная терраса, расположенная на высоте 3-5 м, II терраса высотой 8-12 м (обычно развитая только участками) и III терраса высотой до 22-23 м, которая развита наиболее широко.

Обнаженность района неравномерная. В пределах подгорной денудационной равнины коренные обнажения имеются преимущественно в долинах рек. В предгорьях выходы коренных пород часто расположены и на междуречных пространствах. Хорошо обнажена собственно горная часть, но коренные выходы здесь большей частью перекрыты крупными осыпями и курумами. Климат района суровый, субарктический. Среднегодовая температура составляет $-3,2^{\circ}\text{C}$. Наиболее холодный месяц - январь (среднемесячная температура $-22,6^{\circ}\text{C}$), наиболее теплый - июль (среднемесячная температура $+15,1^{\circ}\text{C}$). Устойчивая положительная температура держится всего три месяца: с июня по август. Среднегодовое количество осадков достигает 444 мм, из них 60% выпадает летом в виде дождя. Среднегодовая влажность воздуха 74%, атмосферное давление 753,6 мм. Леса развиты преимущественно по долинам рек и склонам среднегорных возвышенностей. Водораздельные пространства покрыты ерниковой тундрой или заболочены. Населенные пункты в районе отсутствуют, лишь в летнее время в нем появляются кочевья оленеводов. Ближайшим населенным пунктом является железнодорожная станция Инта, расположенная в 65 км к северо-западу от территории листа. Постоянные пути сообщения, за исключением редких оленьих троп, отсутствуют. Проходимость в большей части района плохая. Наиболее надежным видом транспорта является вьючный.

До Великой Октябрьской социалистической революции на рас-

смаатриваемой территории не проводилось систематических геологических исследований и сведения о его геологическом строении были отрывочны и недостоверны. Интенсивное геологическое изучение района началось только со времени открытия Печорского угольного бассейна. В 1930 г., проводя маршрутные исследования в крае, Чернов А.А. посетил бассейн р.Лемвы, где им были установлены меловые и пермские (артинские) отложения и филлиты.

В 1931 г. по поручению Ленинградского геологоразведочного треста в бассейне р.Лемвы вел маршрутную геологическую съемку (масштаб 1:500 000) Кудрявцев М.П. На составленной им геологической карте показаны отложения нижнего и верхнего силура, перми и верхнего мела, причем местами пермские отложения ошибочно отнесены к нижнему силуру. Сопровождающий геологическую карту отчет содержит преимущественно географические сведения о районе.

В 1933 г. Алешков А.Н. провел маршрут от горы Народной через верховья р.Лемвы до р.Бол.Хаймы. Не вдаваясь в критику своеобразных взглядов этого исследователя, отметим, что все встреченные им вдоль маршрута отложения были отнесены к зеленым сланцам и так называемым кварцитолитам. В 1934 г. р.Лемва и ее правый приток р.Харута изучались Копериной В.В. Палеозойские отложения этого района, предположительно отнесенные ею к кембрию и силуру, были поделены по литологическим признакам на семь свит. Отсутствие фауны не позволило Копериной В.В. достоверно датировать выделенные ею свиты, но как показали новейшие исследования, все семь свит оказались реально существующими. Коперина В.В. высказала мнение о наличии на Приполярном Урале двух фациально отличных комплексов палеозоя. В 1939 г. в бассейне р.Лемвы по поручению Северного геологического управления маршрутно-геологические исследования для подготовки к изданию листа Q-41 карты масштаба 1:1 000 000 проводил Котович В.А. Палеозойские отложения, развитые в бассейне р.Харуты, отнесены им к ордовика и разделены на три свиты по литологическим признакам. Четвертичные же отложения всюду расчленены не по возрастному, а по генетическому признаку. Котовичем В.А. приводится описание Харутского рудопроявления меди. Геологическая карта, составленная Котовичем В.А., чересчур схематична.

В то же время (1939 г.) в верховьях рек Лемвы и Хулги проводил геологические исследования Волков С.Н. Среди наиболее древних отложений им выделяются средне- и верхнекембрийские отложения и перекрывающие их кембро-силурийские. В более верхних частях разреза палеозоя Волковым С.Н. выделены нижне- и верхне-силурийские, девонские и каменноугольные осадки. В каменноуголь-

ных отложениях Волковым С.Н. была собрана обширная коллекция брахиопод и гониатитов, определенная Либровичем Л.С. и Ротам А.П.

С 1942 по 1951 г. как на территории листа Q-4I-XX, так и на территории всего западного склона Полярного Урала, от верховьев бассейна р.Леммы до верховьев бассейна р.Усы на севере, по поручению комбината "Воркутуголь" геологические исследования вел Войновский-Кригер К.Г. Результаты этих работ им обобщены в многотомной монографии и в ряде так называемых промежуточных отчетов. Войновским-Кригером К.Г. впервые для этого региона составлена фаунистически обоснованная стратиграфическая схема палеозойских отложений, подтвержденная всеми последующими работами. На западном склоне Полярного и Приполярного Урала им выделена область развития палеозоя, представленного преимущественно в терригенных фациях, получившая название лемвинской зоны. Наряду со столь значительными успехами в познании геологии региона Войновским-Кригером К.Г. были допущены ошибки, сущность которых может быть сформулирована следующим образом: 1) среднедевонские отложения, представленные преимущественно кварцитами, песчаниками и сланцами, рассматривались им как комплекс отложений, объединяющих ордовикскую, силурийскую и девонскую системы, получивших название тисваизского комплекса; 2) составленная Войновским-Кригером К.Г. для района геологическая карта в масштабе 1:200 000 изобилует тектоническими контактами, которые в подавляющем большинстве случаев не подтверждены последующими работами; 3) большинство тектонических нарушений, выделенных Войновским-Кригером К.Г., определялось им как пологие надвиги (местами даже шарьяжи), имеющие значительную амплитуду. Структура Лемвинской зоны считалась покровно-чешуйчатой, что опять не было подтверждено новейшими работами.

В 1945 г. Сириним Н.А., Львовым К.А., Волковым С.Н. и Дик Н.С. были опубликованы лист Q-4I геологической карты масштаба 1:1 000 000 и объяснительная записка к нему. В этой работе были суммированы все геологические материалы по территории листа, имевшиеся в 1941 г.

В 1946-1947 гг. в верховьях р.Леммы и прилегающих к ней районах работали сотрудники Геологического института АН СССР Меннер В.В. и Раабен М.Е. На территории листа Q-4I-XX среднедевонские отложения и эти исследователи, так же как и Войновский-Кригер К.Г., выделили в так называемую тисваизскую свиту, заключающую отложения от ордовика до девона. В 1947 г. от Северного геологического управления по договору со ВСЕГЕИ на тер-

ритории листов Q-4I-86,87 проводил маршрутные исследования Хабаков А.В. В отчете о проделанной работе этот исследователь рассматривает ряд вопросов стратиграфии и тектоники Приполярного Урала и приходит к двум основным выводам, противоречащим геологическим построениям Раабен М.Е. и Войновского-Кригера К.Г. Хабаков А.В. отрицает: 1) наличие резких фациальных различий между лемвинскими и елецкими фациями и 2) наличие пологих надвигов, обуславливающих покровное строение района. В верховьях р.Лемвы Хабаков А.В. изучил девонские отложения и выделил среди них средне- и верхнедевонские осадки. Хабаковым А.В. составлена геологическая карта (масштаб 1:100 000) полосы территории вдоль маршрута по р.Лемве шириною 5-6 км и отдельных участков в бассейне рек Бетью, Кожима, Табороты, Грубею (восточной). Несмотря на ряд неточностей, связанных с маршрутным характером исследований, работы Хабакова А.В. не потеряли своего значения и по сей день, так как намеченное им расчленение силурийских и девонских отложений для западной части района и смежных территорий подтвердилось всеми последующими работами.

В 1952 г. в южной части территории листа Q-4I-XX поисковые работы на пьезокварц по поручению треста № 13 вел Галандин А.Я. В составленном им геолого-промышленном отчете фигурирует схематическая геологическая карта масштаба 1:100 000, совершенно не отражающая геологического строения опосредованного им района. В 1954 г. в связи с подготовкой к изданию геологической карты Урала масштаба 1:500 000 маршрутные и тематические исследования в регионе велись группой геологов ВСЕГЕИ, возглавляемой Евсеевым К.П. Эти работы внесли некоторые коррективы в стратиграфическую схему Войновского-Кригера К.Г., наиболее значительными из которых Евсеев К.П. считал выделение из состава филлитовой свиты доордовикских отложений, представленных вулканогенной серией, и выделение базальной свиты ордовика (воравожской конгломератовой свиты).

Проводившиеся почти одновременно с работами Евсеева К.П. геологические съемки (в масштабе 1:200 000) геологов Ухтинского геологического управления (Миклухо-Маклай А.Д., Маслов М.А.) показали, что базальные слои ордовика (так называемая воравожская свита) представляют собой в действительности не свиту пластов, а линзы конгломератов, занимающие в грубеинской свите различное стратиграфическое положение, а отнесенная Евсеевым К.П. к кембрию вулканогенная серия без углового стратиграфического несогласия постепенно переходит в терригенную грубеинскую свиту.

С 1956 по 1960 г. в прилегающих с севера к территории

листа районах геологическую съемку в масштабе 1:200 000 проводил Гессе В.Н. Неоспоримым достижением этих работ следует считать установление широкого развития медно-сульфидной минерализации в вулканитах. В 1959 г. в верховьях рек, дренирующих Народно-Итйинский край с запада, поисковые работы (по заданию Коми-Ненецкого геологического управления) производил Фомишин И.Ф. Им впервые указано на значительное развитие в этом районе гранитоидов. В 1960-1962 гг. на смежной территории (лист Q-4I-XXI) геологическую съемку масштаба 1:200 000 вел Гранович И.Б. Составленная им геологическая карта хорошо увязывается с описываемой геологической картой листа Q-4I-XX. В эти же годы смежная территория (лист Q-4I-XXVI) по заданию Тименского управления картировалась в масштабе 1:200 000 Цимбалюком А.В. Результаты этих работ до сих пор не получили освещения даже в фондовых сводках.

С 1955 по 1962 г. на территории Печорского угольного бассейна и западного склона Полярного Урала тематические работы по изучению стратиграфии четвертичных отложений проводила старший научный сотрудник ИГ АН СССР Калецкая М.С. Эти работы имели важное значение для стратиграфического расчленения четвертичной толщи и понимания геоморфологии региона. Геофизическими работами район слабо исследован. В 1954 г. трестом СГТ МГ и АН СССР проведена аэромагнитная съемка (масштаб 1:1 000 000) Тимано-Уральского региона. Составленная Гафаровым Р.А. карта дает самое общее представление о характере магнитного поля региона. В 1959-1960 гг. Западно-Сибирским геофизическим трестом была завершена аэромагнитная съемка Полярного Урала в масштабе 1:200 000. По характеру магнитного поля бассейн р.Лемвы (т.е. Лемвинская структурно-фациальная зона) располагается на опущенном западном крыле Центрально-Уральского антиклинория. В 1958-1959 гг. Дмитриев Н.Г. на основе проведенных гравиметрических работ составил для региона карту аномалий силы тяжести в масштабе 1:200 000 с сечением изоаномал 2 мгл. На карте отчетливо видно, что гравитационное поле региона по мере приближения к горным сооружениям Урала испытывает довольно резкое повышение значения аномалий от отрицательных в 30-35 мгл до нулевых в осевой части Урала.

Определение фауны произведено во ВСЕГЕИ и Ленинградском университете. Андреевой О.Н. определены брахиоподы ордовика, Ржонсницкой М.А. - брахиоподы девона, Ротам А.П. - брахиоподы карбона. Трилобиты ордовика определены Балашовой В.А., а грапто-

литы силура - Корень Т.Н. Химические анализы горных пород, руд и воды проведены в лаборатории Воркутинской комплексной геолого-разведочной экспедиции.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа Q-4I-XX развиты преимущественно палеозойские и четвертичные отложения. Мезозой известен лишь в отдельных мелких разобренных выходах. Палеозойские отложения выражены осадками двух фациально-структурных зон, западной - Елецкой^{X/} и восточной - Лемвинской и представлены всеми системами от верхнего протерозоя (?) до перми включительно. Наибольшее распространение имеют отложения верхнего протерозоя - кембрия, ордовика, девона и перми. Верхний протерозой - кембрий сложен вулканогенными и терригенными породами. Ордовикские отложения преимущественно терригенные, реже карбонатные и вулканогенные и в фациальном отношении (за исключением крайнего юго-запада территории) однородны на всей площади листа. Силурийские отложения состоят из терригенных и карбонатных осадков, последние развиты только на левобережье р.Лемвы. Девонские отложения состоят главным образом из терригенных пород. Каменноугольные отложения являются существенно карбонатными, а пермские - исключительно терригенными. Мезозой выражен продуктами меловой коры выветривания и кластическими породами сантона. Среди четвертичных преобладают комплексы ледниковых и межледниковых отложений.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ - КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА НЕРАЗДЕЛЕННЫЕ

Кокпельская свита (Pt₃-См^h_h)

На территории листа Q-4I-XX к этим отложениям предположительно отнесены вулканы кокпельской свиты^{XX/}. Они не отделены (как это раньше всеми принималось) от ордовикских отложений

^{X/} На территории листа Q-4I-XX осадки Елецкой фациально-структурной зоны известны только в районе хр.Тисвяиз, на гряде Рагозамусир и прилегающему к ней району с севера (рис.1).

^{XX/} Из мощной многокилометровой серии нерасчлененных отложений верхнего протерозоя и кембрия в Лемвинской зоне вскрыты эрозией лишь верхние толщи этой серии - вулканы кокпельской свиты - видимой мощностью в 1200-1300 м. Поэтому допустимо эту верхнюю часть серии (Pt₃-См^h_h) считать только кембрием.

СИНТЕМА	ОТДЕЛ	ЭРС	ИНДЕКС	МОЩН. В М.	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
ПЕРМСКАЯ	НИЖНИЙ	АССЕНСКИЙ-ПАРНИСКИЙ	P ₁ L ₁ L ₂	0-1000	Кварцевые-слюдакитовые и алаунитовые песчанники с фауной <i>Dalmanites tenuicostata</i> Lam.
				100-750	Глинистая и известняковая свита объединенные. Аргиллиты, алевролиты, полимиктовые песчанники с твердыми горизонтальными основаниями с <i>Rugosa rudolphi</i> Fried.
				780-800	Известняки с фавозиферрами <i>Stenodonta</i> и <i>Stenodonta</i>
				280-320	Глинистые и известняковые сланцы, известняки с <i>Sp. cinclus</i> Keys.
ДЕВОНСКАЯ	СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ	УМОВСКИЙ-ОРАНСКИЙ	D ₁ D ₂	1200-1800	Надотамбовская свита известняковые песчанники, глинистые сланцы, известняки с остатками рыб, раковин и брахиопод.
				10-100	Бельская свита. Известняки, доломиты, глинистые сланцы с остатками астраков.
СИБИРСКАЯ	НИЖНИЙ	АНДЕРСОНСКИЙ-ВЕНАДСКИЙ	S ₁ S ₂ S ₃	200	Нижнеарктическая свита. Доломиты, мерзели, глинистые сланцы с <i>Protolathyrus procursator</i> Kozl.
				400	Дурная свита. Доломиты с прослоями мерзели, глинистые сланцы с <i>Protolathyrus dubius</i> (Zolt.)
				800-900	Гобаровинская свита. Доломиты с <i>Favosites goldlandicus</i> Lam. <i>Palaefavosites alveolaris</i> (Goldf.)
УРАЛЬСКАЯ	СРЕДНИЙ	УРАЛЬСКИЙ	U ₁ U ₂	100-150	Салавинская свита. Известняки, с остатками брахиопод <i>Dalmanites</i> и др.
				100-150	Шугорская свита. Известняки, глинистые сланцы с остатками трилобитов <i>Chonetes</i> и <i>Strophomena</i> Schum.

Рис. I. Стратиграфическая колонка отложений Елецкой фациально-структурной зоны

(О₁ g₁) поверхностью углового стратиграфического несогласия. В вопросе о соотношении кокпельской и грубеинской свит в настоящее время существуют две точки зрения. Первая, получившая распространение в 1955–1959 гг. в период составления геологической карты Урала масштаба 1:500 000 (Евсеев К.П., Гессе В.Н. и др.) трактует о том, что грубеинская свита залегает на кокпельской свите с угловым стратиграфическим несогласием, и следовательно, локально развиты в низах грубеинской и в верхах кокпельской свит линзы конгломератов и вулканогенных агломератов образуют так называемые базальные слои ордовикско-пермского структурного этажа. Таким образом, существенно-вулканогенная кокпельская свита, в свете этих соображений, является возрастным аналогом маньинской свиты, которая формировалась в завершающие этапы байкальского тектоно-магматического цикла Уральского подвижного пояса.

Вторая точка зрения, опирающаяся на данные 1960–1963 гг., полученные при картировании масштаба 1:200 000 территории листов Q-4I-XX, Q-4I-XXI и Q-4I-XXVI, отрицает наличие регионально распространенного перерыва в разрезе нижнепалеозойских отложений на рубеже позднекокпельского и раннегрубеинского времени. Авторы этой точки зрения (Белоусов А.П., Миклухо-Маклай А.Д., Софронов Г.П. и др.), опираясь на нижеприводимые данные, считают, что кокпельская и грубеинская свиты принадлежат к одному структурному этажу и что, следовательно, кокпельская свита не является возрастным аналогом маньинской свиты. Данные, позволяющие придерживаться этой точки зрения, могут быть сформулированы следующим образом: 1) так называемые базальные слои ордовика в действительности занимают в разрезе нижнего ордовика разные стратиграфические уровни; 2) в некоторых разрезах вулканыты кокпельской свиты переслаиваются с терригенными отложениями вышележащей грубеинской свиты или переходят в них по простираанию; 3) на протяжении всей Лемвинской структурно-фациальной зоны кокпельская и грубеинская свиты всюду залегают согласно.

Описанные выше разногласия в оценке объективно существующих геологических соотношений легко могут быть устранены, если авторы, придерживающиеся первой точки зрения, согласятся с тем, что во всякой вулканогенно-терригенной формации как составная часть этой формации присутствуют конгломераты и агломераты, приуроченные иногда к локальным внутриформационным несогласиям в напластовании.

Кокпельская свита слагает водораздельный и так называемый Передовой хребты, а также полосу высоких предгорий, пересекающую

среднее течение рек Лев. и Прав. Грубеи и Парнокаю. На восточном склоне эффузивами кокпельской свиты сложена так называемая антиклиналь Восточного склона. Породы свиты почти всегда обнажены в виде бескрайних полей курумов, среди которых возвышаются немногочисленные останцовые скалы вулканитов. Кокпельская свита состоит из кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, базальтовых порфиров, андезит-базальтовых порфиров, спилитов, диабазов, долеритов, амфиболитов, разнообразных зеленокаменных пород и зеленых сланцев, а также сопутствующих вулканитам пирокластических образований. Осадочные породы в свите развиты незначительно и представлены филлитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. Ниже приводится краткое описание главных пород, характеризующих кокпельскую свиту.

Вулканогенная серия, представленная кварцевыми альбитофирами, обнажается в антиклинальной структуре высоких предгорий. Незначительные выходы ее известны и на восточном склоне в верховьях ручьев Ворга-Шор и Амбар-Шор. Кварцевые альбитофиры обычно оветло-серые и зеленовато-серые, сланцеватые породы, содержащие медкие выделения кварца. Более редки розовые и красные разновидности кварцевых альбитофиров с крупными кристаллами кварца и альбитизированного калишпата. Они почти всегда обнаруживают реликты флюктуационного сложения. Кварцевые альбитофиры сопровождаются обильными пирокластическими образованиями.

Кварцевые альбитофиры обладают порфировой, реже бластопорфировой микроструктурой с фельзитовой, микрогранолепидобластовой, микропиклитовой и сферолитовой структурой основной массы. Некоторые разновидности кварцевых альбитофиров обладают невадитовой и афировой структурой. Вкрапленники представлены кварцем, альбитизированным калишпатом, реже - альбитизированным плагиоклазом и шахматным альбитом. Вкрапленники кварца в виде изометрических фенокристаллов размерами от десятых долей миллиметра до 3-5 мм в поперечнике имеют многочисленные коррозионные бухты. Зерна его часто гранулированы и разволочены. Фенокристаллы полевых шпатов характеризуются непостоянным размером: от 0,3 до 2-3 мм в поперечнике. Они трещиноваты, иногда обломаны по краям, реже разволочены. Основная масса кварцевых альбитофиров состоит из микроскопических индивидов кварца и альбита (около 0,01 мм), пронизанных тончайшими новообразованиями серицита и пропитана субмикроскопическими агрегатами гематита, вокруг которых обычно концентрируются мельчайшие скопления сосоприта. Сферолитовое строение основной массы наблюдается в наименее измененных разностях кварцевых альбитофиров.

Акцессорные минералы: циркон и турмалин – редки. Микро-структура основной массы кварцевых альбитофиров и их минеральный состав показывают, что они образовались за счет альбитизации кварцевых порфиров.

Процессы натрового метасоматоза протекали повсеместно, но были неравномерны по своей интенсивности, и вследствие этого некоторые кварцевые альбитофиры сохраняют реликты состава и структуру кварцевых порфиров. Пирокласты кварцевых альбитофиров обладают, как правило, реликтовой литокластической структурой и состоят из разновеликих обломков кварцевых альбитофиров, сцементированных микрогранолепидобластовой основной массой. Изредка в туфах кварцевых альбитофиров имеются обломки базальтовых порфиритов и других основных вулканитов. Химический состав кварцевых альбитофиров (в %): SiO_2 – 75,65; TiO_2 – 0,2; Al_2O_3 – 12,63; Fe_2O_3 – 1,05; FeO – 1,04; MnO – 0,03; MgO – 0,36; CaO – 0,87; Na_2O – 3; K_2O – 4,58; H_2O – 0,2; P_2O_5 – 0,02; SO_3 – 0,02; п.п.п. – 0,36; сумма – 100,01.

Базальтовые порфириты имеют зеленовато-серую окраску с малиновыми оттенками, они обладают обычно массивным сложением и изобилуют миндалинами, достигающими иногда значительных размеров. Миндалины обычно кварц-эпидотового, кварц-гематитового и гематит-хлоритового состава. Под микроскопом обнаруживается, что они имеют апоинтерсертальную структуру, участками микрогранобластовую, и состоят из альбита, хлорита, минералов эпидот-клиноцоизитовой группы, соссурита и иногда актинолита и гематита. Ткань породы образована лейстами альбитизированного плагиоклаза (0,2–0,4 мм), обладающего из-за бластической перекристаллизации прихотливо-зазубренными контурами, потерявшего оптическую однородность, реже гранулированного.

Мезостазис выполнен чешуйками хлорита, точечными и удлиненно призматическими индивидами гематита, в значительной степени замещенного землистыми агрегатами соссурита, реже минералами эпидот-клиноцоизитовой группы или кальцитом. Порфировые выделения единичны и представлены вкрапленниками альбита (до 0,8–1 мм по длинной оси) резко удлиненного габитуса. В краевых частях тел базальтовых порфиритов широко развиты явления эпидотизации, приводящие иногда к полному замещению основной ткани породы эпидотовыми агрегатами. Менее широко распространены явления карбонизации базальтовых порфиритов. Химический состав базальтовых порфиритов следующий (в %): SiO_2 – 52,49; TiO_2 – 1,08; Al_2O_3 – 14,21; Fe_2O_3 – 6,2; FeO – 4,5; MnO – 0,14; MgO – 6,35; CaO – 7,18;

Na_2O - 2,85; K_2O - 1,31; H_2O - 0,48; P_2O_5 - 0,19; SO_3 - 0,1;
п.п.п. - 3; сумма - 100,08.

Порфириды развиты повсеместно. Макроскопически это массивные светло-серо-зеленого цвета породы, имеющие во вкрапленниках мелкотаблитчатый плагиоклаз и содержащие иногда в заметных количествах кварцевые миндалины. При микроскопическом исследовании обнаруживается, что порфириды обладают флюидальной текстурой и гломеро-порфировой структурой с апопитакситовой структурой основной массы. Во вкрапленниках плагиоклаз таблитчатого габитуса (по длинной оси до 0,5-1,5 мм). Он распределен в породе неравномерно, обычно нацело сосюритизирован или серицитизирован. Основная масса состоит из субпараллельно и тесно расположенных мелких (0,09-0,1 мм) лейст сосюритизированного или серицитизированного плагиоклаза, весьма узкие промежутки между которыми заняты хлоритом, сосюритом или актинолитом и точечными индивидами гематита, редко магнетита. Среди вторичных железо-магнезиальных минералов иногда встречаются реликтовые мелкие зерна пироксена. Удлиненные или изометрические миндалины выполнены кварцем и хлоритом. Химический состав порфиритов следующий (в %): SiO_2 - 52,84; TiO_2 - 1,6; Al_2O_3 - 15,4; Fe_2O_3 - 2; FeO - 8,55; MnO - 0,2; MgO - 5,21; CaO - 7,77; Na_2O - 3,78; K_2O - 1,42; H_2O - 0,32; P_2O_5 - 0,72; SO_3 - 0,12; п.п.п. - 0,31; сумма - 100,24.

Между базальтовыми порфиридами и порфиридами имеется целая гамма переходов, что особенно четко проявляется в микроструктурах массы этих пород. Туфы порфиритов и базальтовых порфиритов обладают литокристаллокластической структурой.

Спилиты распространены только в верховьях р. Грубейвож. Они обладают характерным подушечным сложением, зеленовато-серым цветом, реликтовой миндалекаменной текстурой и так называемой спилитовой структурой. Ткань породы состоит из агрегатов мелкошестоватого актинолита и многочисленных мелких скоплений сосюрита, среди которых расположены весьма тонкие и резко удлиненные лейсты альбита, почти полностью псевдоморфизованные актинолитом. Многочисленные миндалины выполнены хлоритом, актинолитом, эпидотом и иногда пренитом. Изредка структура основной массы напоминает несовершенную вариолитовую и состоит из пучков волокон альбита.

Диабазы - это массивные породы, в основной массе которых наблюдаются порфировые вкрапленники пироксена, реже светло-серые плагиоклазы. Эти породы имеют широкое распространение. Диа-

базы обладают массивной, реже субсланцеватой, текстурой и реликтовой апопойкилофито-интерсертальной структурой. Ткань породы состоит из плотных агрегатов сосюрита и крупных табличек (3-5 мм в поперечнике) пироксенов, заключающих длиннопризматические индивиды плагиоклаза. Плагиоклаз почти нацело сосюритизирован, альбитизирован, реже гранулирован. Пироксен почти полностью замещен уралитовым актинолитом и хлоритом. Диабазы всегда содержат крупные зерна ильменита, почти полностью лейкоксенизированного.

Среди пород кокпельской свиты значительно распространены и долериты, которые отличаются от диабазов главным образом их структурным признаком. Диабазы и долериты являются несомненно эффузивными породами, так как сопровождаются пирокластическими образованиями.

Зеленокаменные породы и зеленые ортосланцы вулканогенной серии имеют небольшое распространение. Они связаны постепенными переходами с порфиритами и диабазами. Зеленокаменные породы по минеральному составу легко разделяются на две группы: группу альбит-актинолит-кварц-эпидотовых пород и группу альбит-кварц-хлорит-сосюритовых зеленокаменных пород. Из массы зеленокаменных пород в некоторых случаях могут быть выделены по структурно-текстурным признакам основные пирокласты. При микроскопическом исследовании обнаруживается, что последние состоят из агрегатов мельчайших зерен сосюрита, актинолита и альбита, в которые погружены угловатые и остроугольные обломки измененных диабазов, спилитов, порфиритов, микролитов альбитизированного плагиоклаза, кварца, уралитизированного пироксена.

На восточном склоне в составе кокпельской свиты появляются амфиболиты, являющиеся продуктами изменения основных вулканитов. Переход по простиранию основных вулканитов в амфиболиты наблюдается на междуречье рек Хайман и Грубер (Восточных). С кокпельскими вулканитами, по-видимому, генетически связаны амфиболовые диабазы, диабазы и гипербазиты, залегающие в вулканитах в виде согласных интрузивных залежей или даек. Описание их приводится в главе "Интрузивные образования".

Эффузивы кокпельской свиты залегают главным образом либо в виде мощных покровов вулканитов, сопровождающихся пирокластическими образованиями, либо в виде отдельных покровов среди осадочных пород. Многочисленны среди последних и согласные гипабиссальные интрузивные залежи типа силлов. Весьма редки несогласные тела - дайки. Разнообразие типов пород, составляющих каждую эффузивную залежь, находится в тесной зависимости от мощ-

ности отдельных покровов. Маломощные эффузивные залежи, как правило, сложены лишь одним типом вулканитов. Наоборот, мощные залежи обнаруживают значительное разнообразие пород. Центральные части мощных тел всегда сложены хорошо раскристаллизованными эффузивными диабазами или диабазовыми порфиритами, а краевые части залежей — базальтовыми порфиритами. В целом эффузивы кокпельской свиты, видимо, образуют две контрастные вулканогенные серии: порфирито-базальтовую и кварц-порфировую. Порфирито-базальтовая серия слагает главным образом водораздельный и так называемый Передовой хребты, кварц-порфировая серия обнажается в антиклинали высоких предгорий. Пространственная разобщенность основных и кислых вулканитов не позволяет с достоверностью говорить об их возрастных соотношениях. Представляется вероятным, что подавляющая масса основных вулканитов принадлежит к наиболее ранним излияниям ордовикского вулканического цикла, а не конечным этапам развития протерозой-кембрийского подвижного пояса Урала.

Осадочные породы в кокпельской свите имеют незначительное распространение. Они представлены малиновыми и зелеными филлитами, кварцевыми алевролитами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Все эти породы ничем не отличаются от пород, слагающих стратиграфически выше лежащую, существенно терригенную грубеинскую свиту. Поэтому детальное описание этих кластических пород приводится ниже при рассмотрении грубеинской свиты. Здесь необходимо только отметить, что смена вверх по разрезу кокпельской свиты терригенными породами грубеинской свиты происходит постепенно путем переслаивания, т.е. в некоторых районах (верховья рек Грубейвож, Грубей Восточная и др.) в низах грубеинской свиты содержится еще значительное количество вулканитов порфирито-базальтовой серии. Также несомненно и то, что местами самые верхние горизонты кокпельской свиты слагаются терригенными породами, совершенно идентичными породам грубеинской свиты. Нижняя граница кокпельской свиты в районе нигде не вскрыта эрозией. Верхняя ее граница проводится условно, по подошве первых мощных пачек терригенных пород. В этом объеме видимая мощность кокпельской свиты составляет не меньше 1200-1300 м. Фаунистически кокпельская свита не охарактеризована. На реках Погурей и Покойник-Шор в районе, соседствующем с северо-востока с рассматриваемой территорией, в песчаниках грубеинской свиты, непосредственно и согласно налегающих на вулканиты верхних горизонтов кокпельской свиты, были собраны остатки фауны *Tritoechia* *leg-*

montovae (Lesn.), Alimbella sp., Lingulella sp., Archeorthis vicini (Walcott), Niobe aff. laeviceps Ang., Trinodus cf. sidenbladii Lindstr., Euloma (?) sp., Symphysurus aff. angustatus Sars. et Borsk., Apatokephalus (?) sp. (определения В.Н.Гессе и Л.Т.Белякова, 1959-1960 гг.). Таким образом, имеющиеся данные позволяют считать возраст верхних горизонтов кокпельской свиты верхнекембрийским (или даже тремадокским (?)). Что касается представлений о ниже-среднекембрийском возрасте вулканитов кокпельской свиты, подстилающих слои с остатками тремадокской фауны, то они ничем не подтверждены.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения снизу вверх расчленяются на две свиты: грубеинскую и качамыльскую, среди которых могут быть выделены все три отдела. Однако в Лемвинской зоне верхние горизонты ордовика, по-видимому, отсутствуют. В пределах Елецкой фациально-структурной зоны ордовикские отложения расчленяются на самостоятельные стратиграфические подразделения, именуемые шугорской и саледашпорской свитами.

Н и ж н и й о т д е л

Г р у б е и н с к а я с в и т а (O_1^{gr}) составляет почти всю центральную и северную части рассматриваемой территории. На восточном склоне ее сложена межгорная депрессия. Мелкие выходы ее известны и в водораздельном хребте. Коренные выходы свиты почти всегда приурочены к долинам рек и ручьев. На междуречьях она обнажается в виде развалов и мелких коренных выходов и грибок. Свита представлена филлитами, алевролитами, гравелитами, конгломератами, базальтовыми порфиритами и кварцево-сланцевыми сланцами. Филлиты и алевролиты являются главными компонентами свиты. Конгломераты, гравелиты и песчаники встречаются в разрезе свиты на разных стратиграфических уровнях, но количественно преобладают в ее низах. Вулканиты развиты по всему разрезу свиты, но в значительных количествах известны только в ее низах. Кварцево-сланцевые сланцы, как метаморфическая фация филлитов, установлены только в водораздельном хребте и в бассейне среднего течения р.Тыкотловы. Конгломераты обнажаются только на западном склоне в верховьях рек Лемвы, Левая Грубея, Парнокаа и Хаймаа. Они образуют всегда изолированные скалы и мелкие грибы и не

составляют в разрезе грубеинской свиты непрерывного горизонта, имеющего фиксированное стратиграфическое положение, а слагают плоские линзы, часто приуроченные только к контактам залежей вулканитов.

Нижняя граница грубеинской свиты проводится условно по подошве первых мощных пачек терригенных пород, сменяющих вверх по разрезу вулканиты кокпельской свиты; верхняя ее граница проводится по кровле последней пачки зеленых кварцито-алевролитов, подстилающих отложения качамыльковой свиты. В этих пределах мощность грубеинской свиты равна 1000–1200 м. Фаунистически грубеинская свита охарактеризована так же недостаточно, как и кокпельская. На р.Грубеи^{х/}, примерно в 350 м от кровли грубеинской свиты, были найдены обломки дендроидных граптолитов, которые, по заключению Обути А.М., датируют вмещающие их отложения как нижнеордовикские, возможно, тремадокские. На р.Мал.Надоте в самых верхах грубеинской свиты содержатся остатки брахиопод и трилобитов: *Syntrophidae*, *Samarotoechia* (?) sp., *Illenidae*, *Asarbus expansus* Dalm., определяющие возраст вмещающих их пород как нижнеордовикский.

Конгломераты грубеинской свиты состоят, как правило, из гальки вулканитов только той залежи, на которую они налегают, и гальки красных гранофилов и пегматоидных гранитов. В резко подчиненных количествах присутствуют плоские обломки зелено-серых филлитов и сильно серицитизированных диабазов. Размеры галек варьируют от мелочи до валунов размером 0,2–0,4 м в поперечнике. Только галька гранитоидов всегда выделяется своей хорошей сохранностью. Цементом конгломератов служат серые средне- и грубозернистые кварц-полевошпатовые песчаники. На междуречье Бол. и Мал.Хайма и Воравож галька конгломератов цементируется мелкозернистыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами.

Гравелиты по составу не отличаются от конгломератов. Во многих случаях они почти лишены цемента.

Песчаники грубеинской свиты наиболее распространены в полосе так называемых предгорий западного склона. Они являются сланцеватыми, реже массивными, средне- и грубозернистыми зелено-вато-серыми породами, содержащими иногда редкую гальку красных гранофилов. При микроскопическом исследовании этих пород обнаруживается их неравномернозернистая псаммитовая (или бластопсаммитовая) структура с базальным или бластобазальным, реже поровым, цементом. В угловатых и угловато-окатанных обломках (размерами от 0,5 до 2,5 мм в поперечнике) встречаются кварц, шахматный

^{х/} В правом борту р.Грубеи, непосредственно к северо-западу от высоты 228 м.

альбит, плагиоклаз, гранофиры, единичные веретеновидные обломки кислых вулканитов и порфиритов, калишпат, кристаллические сланцы, лейкоксен, гематит, иногда циркон и сфен. Обломки горных пород в общем редки. В цементе песчаников развиты хлорит и серицит, реже мусковит. Слюдистые минералы в цементе располагаются либо линейно обтекая кластические зерна, либо в менее метаморфизованных разностях песчаников, образуют своеобразные венчики вокруг этих зерен, распределяясь перпендикулярно к их поверхности. Часто цемент песчаников густо насыщен мелкообломочным гематитом.

Среди пород грубеинской свиты алевролиты встречаются обычно совместно с филлитами, залегая среди последних в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до слоев и пачек в несколько метров и даже десятков метров. Лишь в верхах грубеинской свиты они резко преобладают над филлитами и образуют весьма выдержанную в пространстве толщу алевролитов мощностью в 300–350 м. Эта толща у некоторых исследователей получила наименование харбейторской свиты. Это массивные зеленовато-серые, реже серые, породы, обладающие бластоалевритовой микроструктурой с реликтовым поровым или базальным цементом. Алевролиты состоят из угловатых и остроугольных зерен кварца (0,02–0,03 мм в поперечнике) и незначительного количества зерен альбита, узкие промежутки между которыми, при поровом характере цементации, заняты весьма мелкими чешуйками хлорита, серицита и точечными агрегатами кварца. В заметных количествах постоянно присутствуют обломки минералов эпидот-цоизитовой группы, лейкоксен, хлорит, турмалин, циркон и рудные. В горной части района алевролиты обычно более крупнозернисты, величина зерен кварца здесь достигает 0,06–0,08 мм в поперечнике.

Филлиты и филлитовидные сланцы, как уже отмечалось выше, являются главными литологическими компонентами грубеинской свиты. Эти породы имеют малиново-красную, малиновую и серовато-зеленую окраску. Они превращены в настоящие филлиты в синклиналях межгорных депрессий и на восточном склоне. Филлиты повсеместно интенсивно пльчататы, а в области высоких предгорий и на восточном склоне сильно раскливажированы. Кливаж скольжения в филлитах всегда наклонен к напластованию под значительным углом, а иногда образует с напластованием почти прямой угол. Характерной особенностью филлитов и глинисто-филлитовых сланцев является их неравномерная пятнистая окраска, проявляющаяся в чрезвычайно тесном и прихотливом сочетании малиновых и зеленых цветов.

При микроскопическом исследовании глинисто-филлитовых сланцев устанавливается, что состоят они из пелитовой массы, содержащей немногочисленные угловатые обломки кварца, иногда альбита алевроитовой размерности. Пелитовая ткань обычно густо насыщена мелкими, точечных размеров, зернами гематита, придающими породе красновато-малиновую окраску. В глинисто-филлитовых сланцах новообразования серицита настолько мелки, что видны лишь в скрещенных николях, благодаря их суммарному действию на поляризованный свет.

Пестроокрашенные разности филлитов обычно содержат значительное количество мелких агрегатов сосюрита, образующихся вокруг гематита с полным его поглощением. Зеленые глинисто-филлитовые сланцы литологически отличаются от малиновых отсутствием гематита и значительным развитием новообразований хлорита. Между глинисто-филлитовыми сланцами предгорной равнины и филлитами высоких предгорий и гор существует вся гамма переходных пород, различающихся степенью бластической раскристаллизации первичной пелитовой массы пород в кварц-хлорит-серицитовый или кварц-хлорит-мусковитовый агрегат.

В синклинали высоких предгорий и синклиналях межгорных депрессий западного и восточного склонов в филлитах грубеинской свиты содержатся пластовые залежи вулканитов и интрузивные пластовые залежи диабазов. Немногочисленные залежи диабазов находятся и к западу от антиклинали высоких предгорий. Стратиграфически они приурочены здесь к самым верхам грубеинской свиты. Основные вулканиты представлены порфиритами, базальтовыми порфиритами, эффузивными диабазами и туфами. Петрографически они ничем не отличаются от соответствующих пород, входящих в состав кокпельской свиты. Интрузивные залежи диабазов образуют протяженные (сотни метров) линзовидные тела, согласно пластующиеся с вмещающими их породами. Интрузивные залежи часто группируются в весьма протяженные пояса.

Средний - верхний отделы

К а ч а м ы л ь к с к а я с в и т а (O_{2-3}^{4m}). Породы качамыльской свиты известны в районах нижнего течения рек Прав. и Лев.Грубею, Бол. и Мал.Хаймы, Парнокау, Покойник-Шор, Пачьвож и в среднем течении речек Нижн. и Мал.Надоты. Выходы их не образуют сколько-нибудь протяженных разрезов, а дают ряд изолированных обнажений, однако, позволяющих составить представле-

ние о стратиграфической последовательности толщ, слагающих свиту. Качамыльковая свита состоит из известняков, глинистых, углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Сланцы слагают нижние горизонты свиты, а известняки верхние.

Глинистые, углисто-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы представляют собой слабо литофицированные породы серого и черного цвета, обладающие характерной радужной побелостью. Местами сланцы образуют пакеты значительной мощности и содержат тонкие прослои так называемых петельчатых известняков. Местами в глинистых сланцах содержатся линзы светло-серых чрезвычайно плотных кремней и темно-серых среднезернистых кварцито-песчаников. Мощность сланцевой толщи равна 50-55 м. Под микроскопом углисто-кремнистые сланцы представляют собой бурое пелитовое вещество, насыщенное серицитом и содержащее весьма тонкие линзы криптокристаллических кремнистых агрегатов. Пелитовая ткань сланцев обогащена пылевидной углистой массой, расположенной прихотливыми полосами.

Толща углисто-кремнисто-глинистых сланцев покрывается толщей так называемых петельчатых известняков^{х/}. Петельчатые известняки представляют собой светло-серые, розовато-серые, плотные, мелкозернистые породы, обладающие светло-серой корочкой выветривания. Поверхность выветривания несет своеобразный кружевной узор кремнисто-глинистого состава. Известняки содержат значительное количество сферических стяжений марказита, достигающие 1,5-2 см в поперечнике. Обычно от отложений марказита остаются пустоты, придающие известнякам пористый облик.

Над толщей петельчатых известняков залегает толща серых, преимущественно массивных, мелкозернистых, толстослоистых и слабо битуминозных известняков. Они заключают пачки типичных петельчатых известняков, а иногда пачки кремнисто-глинистых сланцев и зеленых песчаников. Под микроскопом в мелкозернистой карбонатной ткани известняков постоянно наблюдаются угловатые зерна кварца и прихотливые линзовидные прослои бурого пелита, насыщенного углелифированными растительными остатками.

Нижняя граница качамыльской свиты проводится по подошве толщи углисто-глинистых сланцев. Верхняя граница свиты нигде не обнажена и проводится (на р.Мал.Надоте) в середине задернованного пространства, разделяющего последние выходы качамыльских

^{х/} Весьма подробное литологическое описание петельчатых известняков дано в печатных работах Войновского-Кригера К.Г.

известняков от глинисто-филлитовых сланцев, содержащих граптолиты лlandoверийского яруса. В этом объеме мощность свиты равна 350-400 м. В известняках качамыльской свиты собраны остатки фауны брахиопод: *Hesperorthis* sp., *Samarotoechia* sp., *Nicollia* sp., *Dinorthidae* sp., *Clitambonites* sp., *Opikina* sp. и трилобитов: *Asaphus platyurus* Angelin, A.cf. *latus* Pand., *Protopliomerops* sp. Приведенная фауна датирует возраст вмещающих отложений как среднеордовикский.

Верхний отдел

Саледышорская свита (O_3^1) развита только в пределах Елецкой структурно-фациальной зоны. Вследствие того, что в верховьях р.Кожим саледышорская свита почти лишена своих характерных червевидных образований, к ней условно отнесены все массивные черные и темно-серые, кристаллические, зернистые известняки и доломиты, залегающие стратиграфически выше серых криноидных известняков шугорской свиты. Мощность саледышорской свиты по аналогии со смежными районами, видимо, не превышает 200-250 м. Породы свиты в пределах описываемой территории остатками фауны не охарактеризованы.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

По характеру осадков силурийские отложения, как и ордовикские, на территории листа Q-4I-XX делятся на две фациально-структурные зоны - Лемвинскую и Елецкую. Силурийские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны представлены осадками харотской свиты, а отложения Елецкой зоны представлены осадками табаротинской, дурнаюской и инта-пармской свит.

Ландоверский ярус и низы венлокского яруса объединенные

Табаротинская свита (S_1^{1b}) представлена черными и темно-серыми, массивными, кавернозными, кристаллически-зернистыми битуминозными доломитами, обладающими характерной поздреватой и карровой поверхностью выветривания. Весьма характерны скопления строматопор часто плохой сохранности, реже кораллов и раковин брахиопод. Фаунистические остатки в свите представлены: *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *P.ex gr. forbesiformis* Sok., *P.cf. maxima* Tchern., *P.cf. gothlandicus* Lam., *Halysites* sp., *Lebechia* sp. nov., *Stropheodonta* sp.

Возраст табаротинской свиты определяется как ландовери - нижняя половина (?) венлока. Мощность свиты по аналогии со смежным районом принимается равной 800-900 м.

Дурная свита ($S_{1-2} d_1$) сложена характерной серией темно-серых, серых и светло-желтовато-серых, малиновых и белых доломитов, доломитизированных известняков и мергелей с многочисленной однообразной фауной табулят: *Parastriatoroga* sp. nov., *Laseropora* sp.; брахиопод: *Protathyris didyma* (Dalm.) и остракод. Приведенная фауна датирует вмещающие их отложения как венлок - нижний лудлов. Мощность дурной свиты по аналогии со смежным районом принимается равной 400 м.

Инта-пармская свита ($S_2 p$). Литологически инта-пармская свита представлена доломитизированными глинистыми известняками с редкими маломощными прослоями известковистых сланцев и песчанистых доломитов. Среди этих пород содержится многочисленная плохой сохранности фауна табулят, главным образом *Favosites*, *Squameofavosites* и *Syringopora*, брахиопод - *Protathyris praecursor* Kozl., *Lissatrypa phoca* Salt. и *Spirifer* sp., остракод, реже гастропод и морских лилий. Возраст инта-пармской свиты по содержащейся в ней фауне определяется как верхний лудлов. Мощность свиты по аналогии со смежным районом принимается равной 200 м.

Харотская свита (S_4). Отложения харотской свиты имеют в районе ограниченное распространение. Они известны на реках Мал. и Нижн.Надотах и в нижнем течении р.Парнокаю близ устья р.Пачъвож.

Отличительной особенностью свиты является крайняя пестрота ее состава. Она состоит из непрерывной перемежаемости пачек различного литологического состава мощностью от нескольких до десятков метров. Свита сложена главным образом четырьмя типами пород с рядом переходных разностей между ними: филлитоглинистыми сланцами, кремнистыми сланцами, известняками и алевролитами. Ниже приводится краткая характеристика основных типов пород харотской свиты.

Известняки не являются преобладающим литологическим компонентом харотской свиты, но достаточно характерны и принадлежат к так называемым петельчатым известнякам. Они ничем не отличаются от описанных выше петельчатых известняков качамыльской свиты.

Наиболее характерными породами харотской свиты являются кремнистые сланцы. Они обычно имеют черную окраску и связаны постепенными переходами с глинисто-кремнистыми и углито-глинисто-кремнистыми сланцами. Эти породы обладают криптокристаллической

реликтовой органогенной микроструктурой. Ткань породы состоит из криптокристаллического кварца, зерна которого так мелки, что в большинстве случаев не имеют отчетливых ограничений и при скрещенных николях обнаруживают агрегатную поляризацию. Кремнистая масса имеет красно-бурый цвет за счет тонко распыленного в ней гематита.

В породе значительное количество округлых скелетов радиолярий (размером 0,1–0,15 мм в поперечнике), выполненных лучистыми агрегатами халцедона, с оболочкой, состоящей из криптокристаллического кварца. Ткань породы всегда пронизана многочисленными (метаморфогенными) мелкими жилками кварц-гематитового состава. Некоторые кремнистые сланцы настолько густо переполнены этими жилками, что приобретают псевдобрекчиевидную структуру. Серо-зеленая разновидность кремнистых сланцев, как правило, лишена скелетов радиолярий и состоит из амфорной серо-зеленой массы, содержащей редкие мелкие чешуйки серицита.

Филлитоглинистые сланцы являются преобладающим литологическим компонентом харотской свиты. Среди них наибольшим распространением пользуются блестящие зеленовато-серые разновидности; менее распространены красновато-лиловые и темно-серые, почти черные. Филлитоглинистые сланцы обладают пелитовой и алевропелитовой микроструктурой. Ткань породы состоит из буроватого пелита, содержащего многочисленные слюдистые новообразования, группирующиеся полосами и видимые только в скрещенных николях, благодаря их суммарному действию на поляризованный свет. Пелитовая масса густо импрегнирована тончайшими агрегатами гематита. В зеленых разновидностях сланцев гематит практически полностью поглощен новообразованиями сосюрита. Темно-серые и черные глинисто-филлитовые сланцы всегда содержат пылевидное углистое вещество. К этим сланцам приурочены почти все находки граптолитов. В глинисто-филлитовых сланцах р. Парнокаа содержатся стилиолиты, всегда приуроченные к плоскостям напластования.

Алевролиты харотской свиты закартированы на реках Мал. и Нижн. Надотх. Это массивные зелено-серые породы, неотличимые от алевролитов и кварцит-алевролитов грубеинской свиты, описанных уже выше. В кварцит-алевролит-глинистых разновидностях алевролитов порода состоит из равномерно переслаивающихся слоев пелита двухмиллиметровой мощности, густо насыщенного гематитом и серицитом со слоями кварцит-алевролитов, имеющих микрогранобластовую структуру. Нижняя граница харотской свиты проводится условно в средней части толщи немых петельчатых известняков, венчающих

разрез качамыльской свиты на р.Мал.Надоте. Верхняя граница свиты не известна, так как отсутствуют отложения, непосредственно ее перекрывающие. В этих пределах мощность свиты равна 300-350 м.

Фауна граптолитов^{х/}, собранная в черных глинисто-филлитовых сланцах и определенная Т.Н.Корень, датирует ее возраст в интервале времени от среднего ландовери до нижнего лудлова. Ландовериjsкие формы представлены: *Monograptus* cf. *sandersoni* Lapw., *M.leptotheca* Lapw., *Pristiograptus* sp. indet., *Climacograptus* sp. indet., *C. scalaris* (His.), *Petalograptus minor* Elles., *Permerograptus* sp. indet., *Campograptus communis* (Lapw.), *C.clingani* (Carr.), *Glyptograptus* sp. indet., *Demirastrites convolutus* (His.), *Rastrites* sp. indet.; венлокские формы - *Retiolites geinitzianus* Barr., *R. angustidens* Elles et Wood., *R.sp. nov.*, *Monograptus pliodon* Bronn., *M. pandus* Lapw., *M. barrandei* (Suess.), *M. becki* (Barr.), *M. sp.*, *Diversograptus* sp. indet., *D.capillaris pergracilis* (Bouček), *D. ramosus* Manck., *D. sp. indet.*, *Monoclimacis vomerina* (Nich.), *M. Lin-narsoni* (Tullb.), *M. sp. indet.*, *Oktavites spiralis* (Geinitz), *Stromatograptus grandis* (Suess.), *Globosograptus wimani* (Bouček), *Pristiograptus* sp., *Monoclimacis* sp. indet.

Нижнелудловские граптолиты на р.Мал.Надоте были собраны М.Е.Рабен, среди них определены: *Monograptus* ex gr. *flemingi* Salt., *M. schrenki* Tschern., *M. crinitus* Wood., *M.scanicus* Tullb., *M.cf. uncinatus* Wood., *Pristidgraptus kusnetsovi* Tschern., *P. khudobinae* Tschern., *P.paikhojicus* Tschern., *P. varians* Wood., *P. nilssoni* Barr., *P.ex gr.varians* Wood., *Colonograptus colonus* Barr.

Силурийские отложения Елецкой фациально-структурной зоны распространены на описываемой территории крайне ограниченно. Они известны только в юго-западных предгорьях хр.Тисваиз. Силурийские отложения этой фациально-структурной зоны хорошо обнажены к западу от описываемого района на территории листа Q-4I-XIX. Там они были расчленены в 1958-1959 гг. А.Д.Миклухо-Маклаем и В.Д.Чехович снизу вверх на три свиты: табаротинскую, дурнаюскую и инта-пармскую, получивших исчерпывающую фаунистическую и литологическую характеристику. В юго-западных предгорьях хр.Тисваиз эти свиты практически не обнажены. Мелкие выходы их известны здесь только в коренных развалках и карстовых воронках. Сборы фауны и сходство фациальных особенностей пород отложений хр.Тис-

^{х/} Остатки фауны граптолитов были собраны Т.Н.Корень по р.Лембе и на реках Мал. и Нижн.Надотах.

ваиз и бассейна р.Кожим позволили выделить и здесь (с известной долей условности) все три свиты силура. Ниже приводится весьма краткое описание силурийских отложений этого района.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения на территории листа Q-4I-XX принадлежат только к осадкам нижнего и среднего девона. Они представлены фациально-однородной серией осадков как в пределах Лемвинской, так и Елецкой фациально-структурных зон. Нижнедевонские и среднедевонские отложения состоят преимущественно из терригенных осадков, расчленяющихся снизу вверх на две свиты: бетьюскую и надотамыльскую, заключающие осадки эйфельского и живетского ярусов. Нижнедевонские и среднедевонские отложения чрезвычайно плохо обнажены и в районе их распространения на хр.Тисваиз и ур.Рагозамусыр они образуют лишь развалы коренных выходов и карстовые воронки. Сравнительно протяженные обнажения среднего девона имеются только на р.Лемве близ устья р.Парнокаю.

Н и ж н и й о т д е л

Б е т ь ю с к а я с в и т а (D₁^{bc}). На юго-восточных склонах хр.Тисваиз протягивается почти в широтном направлении полоса карстовых воронок. В этих воронках и в верховьях безымянного ручья, впадающего в р.Кожим, имеются выходы и развалки желтовато-серых, брекчиевидных известняков бетьюской свиты, которые местами обладают резким битуминозным запахом. В известняках содержится многочисленный мелкий детрит раковин остракод и фауны табулят, относящихся к роду *Favosites*.

Находки единичных хорошей сохранности остатков остракод *Leperditia barbotana* Achm. и табулят *Alveolites* cf. *suborbicularis* Lam., A. ex gr. *megastomus* Stein. не позволяют с достоверностью отнести осадки бетьюской свиты к нижнему девону^{х/}. Бетьюская свита хорошо обнажена к западу от хр.Тисваиз на руч.Ка-ча-Шор. Здесь ее мощность равна 70-100 м^{xx/}.

^{х/} Табуляты показывают, что вмещающие их отложения должны быть отнесены к среднему девону.

^{xx/} Данные геолога Б.В.Грибанова.

Надотамыльская свита ($D_{2-3}?$ *hd*). Надбетьюской свитой в хр. Тисваиз залегает мощная толща пород пестрого литологического состава. Толща состоит из кварцито-песчаников, глинистых сланцев, известняков и мергелей, содержащих маломощные пачки кремнистых и углисто-глинистых сланцев. Эти породы отнесены к надотамыльской свите и делятся на две толщи. Кварцито-песчаники нижней толщи обладают серой, реже розовато-серой окраской, они мелкозернистые, с плотным кремнистым цементом. При микроскопическом исследовании в породе наблюдаются регенерированные зерна кварца, узкие промежутки между которыми выполнены чешуйками серицита и пелитом, импрегнированным гематитом. В виде аксессуаров в кварцито-песчаниках постоянно присутствуют окатанные обломки циркона и зеленовато-желтого турмалина.

Глинистые сланцы нижней толщи сложены бурой пелитовой массой, содержащей многочисленные алевроитовые зерна кварца, слюдистые новообразования, мелкие агрегаты сульфидов железа и иногда растительный детрит.

Известняки нижней толщи черные, плотные, тонко- и средне-слоистые. Непосредственно к западу у самой границы рассматриваемой территории в низах известняков первой толщи были собраны четырехлучевые кораллы, табуляты и брахиоподы: *Pseudozonophyllum* sp., *Lauclophyllum* sp., *Faseiphyllum* sp., *Favistella* aff. *minor* Soshk., *Crassialveolites* aff. *crassus* (Lec.), *Favosites goldfussi* Orb. и *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. На гряде Парозамусюр, в правом борту долины р. Тангепты, в известняках содержатся брахиоподы: *Gypidula* ex gr. *globosa* (Schmidt), *Camatophoria* ex gr. *pachyderma* (Quenst.).

Над нижней толщей на реках Парнокаю и Мал. Лемве залегает верхняя толща надотамыльской свиты. Она состоит из зеленовато-серых, реже черных и стально-серых глинистых (с линзовидными кремнистыми конкрециями), иногда углисто-глинистых сланцев, содержащих пачки и отдельные прослои зеленовато-серых кварцито-песчаников и кварцит-алевролитов. К верхам этой второй толщи на реках Парнокаю и Лемве приурочены мощные и протяженные линзы известняков. Незначительные пачки песчаных известняков имеются и в более низких горизонтах второй толщи надотамыльской свиты. Под микроскопом сланцы ничем не отличаются от сланцев нижней толщи.

Кварцито-песчаники и кварцит-алевролиты состоят из регенерированных зерен кварца, редких зерен альбита и постоянно присутствующих обломков циркона и турмалина. Кремнистый цемент изобилует скоплениями мельчайших индивидов гематита. В верховьях

р.Мал.Лемвы на р.Мал.Хайме, горе Лысой (высота 472 м) во второй толще большое развитие получают серые и темно-серые глинистые и кремнистые сланцы. В известняках и сланцах второй толщи надотамыльской свиты в различных точках территории листа были собраны табуляты, брахиоподы, трилобиты и панцирные рыбы^{X/}: *Thamnopora aff. rudi* Dubat., *Crassialveolites crassus* (Lec.), *C.crassiformis* Sok., *Conchidiella* ex gr. *pseudobaschkirica* Tschern., *Camarotoechia* ex gr. *pseudolivonica* Barr., *Atrypa* cf. *zonata* Schnur., *A.cf. flabellata* Roem., *Stringocephalus* (?) sp., *Nalivkinella profunda* Soshk., *Phacops* (*Phacops*) cf. *granulatoides* Z.Max.sp.nov., *P.aff.latifrons* Bronn., *Ganostens stellatus* Boch.

Наконец, близ устья р.Бол.Надоты в верхах надотамыльской свиты М.Е.Раабен были собраны брахиоподы: *Cypidula* cf. *biplicata* Schnur., *Pugnax acuminata* Mart., *P.cf. pugnax* Mart., *P. voroni* Mart., *Atrypa* cf. *uralica* Nal., *A. alticola* Frech., *A. svinordi* Wen., *A. cf. tubaescostata* Paeck., *Anatrypa kadzielinae* Gür., *Anathyris* ex gr. *helterseni* Buch.

Остатки фауны из нижней и верхней толщ надотамыльской свиты характеризуют содержащие их отложения как эйфельско-живетские, возможно, нижнефранские (для самых верхних ее горизонтов).

Нижняя граница надотамыльской свиты проводится по подошве первых пачек светло-серых кварцито-песчаников, сменяющих известняки бетьюской свиты. Верхняя граница свиты определяется налеганием на нее близ устья р.Парнокаш нижнекаменноугольных отложений. В этом объеме мощность надотамыльской свиты равна 1200-1500 м.

В заключение отметим, что возрастная датировка описанных выше отложений как ордовикско-девонских (тисваизская свита и тисваизский комплекс, М.Е.Раабен, 1959; К.Г.Войновский-Кригер, 1961) или ордовикских (тисваизская свита, Е.П.Евсеев, 1960) лишена всяких оснований.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения, как ордовикские и силурийские, относятся на территории листа Q-4I-XX к двум фациально-структурным зонам: Лемвинской и Елецкой.

^{X/} Сборы К.Г.Войновского-Кригера, М.Е.Раабена, А.Д.Миклухо-Маклая на соседней территории (лист Q-4I-XIX).

Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны представлены воргашорской свитой, а отложения Елецкой зоны — всеми ярусами нижнего карбона, в районе же Рагозамусюр — отложениями среднего карбона.

Н и ж н и й о т д е л

Турнейский ярус (C_1t)

Литологически турнейский ярус представлен известняками, кремнистыми и глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями алевролитов. Известняки тонкоплитчатые, тонкослоистые, плотные, серые или черные с характерным раковистым изломом. Они содержат тонкие нитевидные прослои и линзовидные стяжения черных кремней, местами придающих турнейской толще факоидное сложение. При исследовании под микроскопом устанавливается, что порода состоит из мелкозернистой карбонатной массы, промежутки между кристаллически неделимыми частями которой заполнены агрегатами халцедона. Пластующиеся с известняками черные, жирные, глинистые сланцы состоят из буровой пелитовой массы, содержащей многочисленные зерна кварца, обломки слюдистых минералов и растительный шлам. Кремнистые сланцы образуют тонкие (0,3 мм) плитовидные слои, пластующиеся с глинистыми сланцами, и содержат иногда многочисленные скелеты радиолярий. Турнейские отложения весьма бедны органическими остатками. В верховьях р.Бол.Инты, дренирующей возвышенность Рагозамусюр в известняках содержатся остатки брахиопод: *Pseudosyrinx* cf. *plenus* Hall, *Paleoschistites cinctus* (Keys.). Нижняя граница турнейского яруса в районе нигде не обнажена. Верхняя граница турнейского яруса проводится внутри сланцевой толщи примерно в 65 м от начала ее выходов в наиболее обнаженных разрезах. Мощность турнейского яруса в этом объеме не превышает 200–250 м.

Н и ж н и й о т д е л

Визейский и намюрский ярусы объединенные (C_1v+n)

Отложения объединенных визейского и намюрского ярусов представлены известняками, и только нижняя часть визейского яруса складывается из толщей глинистых сланцев. Терригенная толща сложена черными и темно-серыми, жирными, глинистыми сланцами, обладающими тонколистовой отдельностью. В низах толщи имеются единичные маломощные прослои известняков и мергелей. На р.Кожиме В.В.Маркиным и А.П.Ротом в сланцевой толще были собраны остатки

брахиопод и гониатитов, определяющие ее возраст как визейский.

Над терригенной толщей залегает мощная карбонатная толща, которая из-за скудной обнаженности в районе может быть разделена только на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть толщи, представленная черными и темно-серыми, толстослоистыми, битуминозными кристаллически-зернистыми известняками с жилками черных кремней, содержит многочисленные остатки одиночных кораллов^{x/} и брахиопод: *Megachonetes cf. papilionacea* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus mirus* (Frcks), *G. giganteus* (Mart.), *Dictyoclostus ex gr. semireticulatus* (Mart.), *Antiquatonia insculptus* (M.-W.), *Brachythyris aff. gracilis* (Jan.), *Spirifer ex gr. trigonalis* Mart., *Spiriferina cf. octoplicata* Sow., *Martinia glabra var. minima* Jan., *M. glabra* (Mart.).

Верхняя часть карбонатной толщи сложена серыми и светло-серыми, плотными, реже мелкозернистыми известняками, содержащими обильные остатки фауны брахиопод: *Zaphrentis konincki* M. Edw. et Haime, *Megachonetes papilionacea* (Phill.), *Argentiproductus margaritaceus* (Phill.), *Echinoconchus elegans* (M'Coy), *Striatifera striata* (Fisch.), *S. striata var. tenuicostata* Jan., *S. magna* Jan., *Gigantoproductus cf. edelburgensis* (Phill.), *G. latissimus* (Sow.), *G. latifrons* Sar., *G. irregularis* Jan., *Productus concinnus* Sow., *Dictyoclostus pinguis* (M.-W.), *D. cf. costatus* (Sow.), *Marginifera lobata* (Sow.), *Spirifer multicostatus* Schw.

Из визейских известняков были определены остатки фораминифер: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reith., *H. sp.*, *Howchinia gibba* Moell., *Planoarchaediscus aff. monstratus* (Grozdz. et Leb.), *Propermodiscus moelleri* Raus. var. *gigas* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Plectogyra samarica* (Raus.), *P. ex gr. similis* (Raus. et Reith.), *P. ischimica* Raus., *P. aff. omphalotus* Raus. et Reith., *Endothyranella sp.*, *Endothyranopsis crassa* Brady, *E. sphaericus* Raus., *Eostaffella breviscula* Ganelina, *E. mosquensis* Wiss., *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Palaetextularia sp.*, *Climacammina sp.*, *Tetrataxis ex gr. conica* Ehrenb., *T. sp.*, *Janischewskina cf. operculata* Raus. et Reith.

Из брекчиевидных известняков горы Олыся определены остатки брахиопод: *Overtonia fimbriata* (Sow.), *Linoproductus cf. corrugatus* (M'Coy), *Striatifera cf. striata* (Fisch.), *Dictyoclostus cf. inflatus* (Mc Chem), *Spirifer trigonalis* Mart., *Sp. triangularis* Mart., *Brachythyris (?) ovalis* (Phill.), *Dielasma cf. attenuata* Кош., датирующие их возраст как нижнеамурский. По-видимому,

^{x/} Кораллы не определялись.

намюрский ярус распространен здесь не повсеместно, так как местами пермские отложения лежат непосредственно на визейском ярусе. Литологически известняки намюрского яруса не отличимы от известняков визейского яруса. Мощность карбонатной толщи визейского и намюрского ярусов составляет 450-500 м. Общая мощность нижнего карбона в Елецкой фациально-структурной зоне 1000-1150 м.

Средний отдел (C₂)

Серые массивные, брекчиевидные известняки среднего карбона на территории листа Q-4I-XX известны только на р.Тангепте. Здесь, непосредственно под нижнепермскими отложениями, К.Г.Войновским-Кригером были собраны остатки брахиопод и фораминифер. Среди последних А.М.Паузер-Черноусовой были определены: *Wede-kindellina uralica* Dutk., *W. cf. dutkewitchi* Raus. et Bel.

Нерасчлененные каменноугольные отложения Лемвинской зоны

Воргашорская свита (C₃) пользуется ограниченным развитием. Незначительные ее выходы установлены в верховьях ручья Сложного, на р.Харуте и в верховьях р.Лемвы непосредственно ниже устья р.Парнокая. В распространении своем она тесно связана с кечпельской свитой перми. Разрозненность обнажений и незначительные их размеры не позволили всем исследователям этого района составить нормального разреза воргашорской свиты, однако общая стратиграфическая последовательность слагающих ее толщ достоверно установлена. Наиболее низкие горизонты воргашорской свиты обнажаются в верховьях левых притоков р.Воравож и представлены сталью-серыми и черными кремнистыми сланцами, темно-серыми глинистыми сланцами и серыми, реже зеленовато-серыми алевритами.

Кремнистые сланцы обладают органогенной структурой, будучи более чем на половину сложены скелетами радиолярий, выполненными лучистыми агрегатами халцедона. Кремнистая ткань сланцев содержит темно-бурый пелит и мелкий углефицированный растительный детрит. Глинистые сланцы имеют подчиненное значение в толще пород нижнего горизонта воргашорской свиты. Они содержат неопределимые фаунистические остатки, мелкий растительный детрит и сферические стяжения пирита. В верховьях руч.Сложного в глинистых сланцах низов воргашорской свиты содержатся остатки гониатитов чрезвычайно плохой сохранности, принадлежащие (по Л.С.Либровичу)

к роду *Pericyslus* и датирующие заключающие их отложения как верхнетурнейские — нижневизейские.

Над толщей кремнисто-глинистых и глинистых сланцев залегает толща известняков с подчиненными прослоями доломитов. Эта толща обнажена в береговых обрывах р.Харуты у северо-восточной границы территории листа. Известняки представлены черными и серыми, плотными или кристаллически-зернистыми битуминозными разностями, содержащими прослой черных кремней прихотливых очертаний. В известняках содержатся незначительные прослой черных известково-глинистых сланцев. Под микроскопом наблюдается прямая зависимость между степенью раскристаллизации карбонатной массы известняков и насыщенностью ее битумом; битум, как правило, располагается в породах между кристаллически неделимыми тканями породы, реже он приурочен к секущим кальцитовым жилкам.

В известняковой толще на р.Харуте К.Г.Войновским-Кригером и К.П.Евсеевым были собраны брахиоподы, гониатиты и пелециподы: *Atrypa* sp., *Productus* cf. *martini* Sow., *Goniatites* ex gr. *crenistris* Phill., *Girtioceras* (?) sp., *Pronorites* (?)^{x/} sp., *Aviculoresten* sp. По заключению А.П. Ротая, все эти формы указывают на визейский возраст содержащих их пород.

Венчает разрез воргашорской свиты вторая сланцевая толща, обнажающаяся также на р.Харуте. Представлена она переслаивающимися глинистыми сланцами серого и черного цвета с подчиненными малоомощными слоями углистых аргиллитов и алевролитов. Местами в сланцах встречаются незначительные прослой полимиктовых песчаников с обильным растительным детритом. В толще всегда заключены овальные кремнистые конкреции. Возраст верхней сланцевой толщи определяется согласным залеганием ее над фаунистически охарактеризованными отложениями визейского яруса. К.П.Елисеев указывает на находки в этой толще на р.Чигим-Харуте спор: *Zonotritelites mirabilia* Lub., *Z. crassus* Kov., *Z. hellus* (Kov.) Andr., не могущих, однако, с достоверностью датировать включающие их слои как средне-верхнекаменноугольные.

На р.Лемве в разрезе воргашорской свиты значительный удельный вес приобретают известняки. Известняки здесь темно-серые, черные, с прослоями черных кремней. Для них очень характерны брекчиевидные-конгломератового сложения разности с рассеянными обломками черных кремней и угловатых обломков различных известняков. Иногда в них присутствуют брахиоподы и колоннальные кораллы. Известняки переслаиваются с черными кремнистыми и гли-

^{x/} Определения С.В.Максимовой и определения А.П.Ротая.

нистыми сланцами. В известняках К.Г.Войновским-Кригером были собраны остатки кораллов и брахиопод: *Dibunophyllum aff. tungi* Jan., *Clisaxophyllum anastomosum* Jan., *Lonsdaleia ex gr. floriformis* Mart., *Corvenia* sp. nov., *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Chonetes sulcata* M'Coy, *Plicatifera plicatilis* (Sow.), *Krotovia spinulosa* (Sow.), *Echinoconchus elegans* (M'Coy), *Cancrinella undatus* (Defr. ?), *Striatifera striata* (Fisch.), *Productus concinnus* Sow., *Pr. plenus* Jan., *Dictyoclostus ex gr. antiquatus* (Sow.), *Marginifera cf. longispina* (Sow.), *Spirifer ex gr. striatus* Mart., *Martinia glabra* (Mart.), *M. minima* Jan. (определения Т.А.Добролюбовой и О.Л.Эйнора).

Приведенные органические остатки датируют вмещающие их известняки как верхневизейские. Верхняя сланцевая подсвита на р.Лемве не дает нигде обнажений. В местах ее залегания имеются лишь незначительные высыпки сланцев и известняков.

Нижняя граница воргашорской свиты нигде не обнажена. Однако соотношение ее на площади с более древними отложениями палеозоя таково, что не возникает сомнений о ее трансгрессивном залегании. Верхняя граница воргашорской свиты определяется трансгрессивным залеганием на ней пермских отложений. В этом объеме общая мощность воргашорской свиты равна 350–400 м.

Каменноугольные отложения Елецкой фациально-структурной зоны известны лишь в двух районах: в низовьях р.Надоты и на возвышенности Рагозамусюр. Каменноугольные отложения здесь представлены только двумя отделами. Наибольшим распространением пользуется нижний карбон, в котором выделяются турнейский ярус и объединенный визейский и намюрский ярусы. Средний карбон установлен только в одном пункте на р.Тангепте.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко распространены в северо-западной и северо-восточной частях рассматриваемой территории, но чрезвычайно плохо обнажены. На северо-западе, по рекам Лемве и Тангепте они принадлежат осадкам Елецкой фациально-структурной зоны и представлены сезымской, гусиной, бельковской и талатинской свитами. На северо-востоке и по р.Лемве, выше устья р.Хаймы, пермские осадки принадлежат Лемвинской фациально-структурной зоне и представлены кечпельской свитой.

Сезымская и гусиная свиты (P_{12-9}).

Неразделенные отложения сезымской и гусиной свит обнажаются в обоих крыльях антиклинальной структуры увала Рагозамусюр, образуя только разрозненные мелкие выходы и развалки, не дающие представления о полном разрезе нерасчлененных свит. Мергели сезымской свиты почти не обнажены. На них налегает однообразная толща терригенных пород, среди которых главную роль играют мелкозернистые, темно-серые, неяснослоистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с зеленовато-серыми и темно-серыми глинистыми сланцами. В резко подчиненных количествах здесь присутствуют темно-серые алевролиты и черные углисто-глинистые сланцы. Алевролиты и песчаники обычно обогащены растительным детритом. Полимиктовые песчаники имеют псаммитовую или алевропсаммитовую микроструктуру с поровым, реже базальным, глинисто-хлоритовым и глинисто-серицитовым цементом. Кластические зерна составляют от 75 до 85% от общего валового состава породы, среди них до 80% составляют зерна кварца, альбита и обломки кремнистых сланцев.

В подчиненных количествах присутствуют обломки основных и кислых вулканитов, гранитоидов, филлитов, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. В виде аксессуаров наблюдаются циркон, ильменит, лейкоксен, эпидот, турмалин, хлорит, мусковит и пумпеллит. В верхних горизонтах объединенных свит количественно преобладают алевролиты, также имеющие аналогичный полимиктовый состав. В мергелях сезымской свиты по р. Черной (прилегающая территория листа Q-4I-XIX) имеются остатки фауны брахиопод, гастропод и одиночных кораллов: *Pugnax rudnevi* Fred., *Martinia* sp. indet., *Euomphalus* (*Schizostoma*) sp., *Leiorhynchus ripheicus* Step., *Wellerella* cf. *osagensis* Swall. В тех же прилегающих районах гусиная свита охарактеризована: *Boasianites* aff. *hartmannae* Ruzh., *Chonetina minima* Krot., *Ch. pseudotrapezoidalis* Mil., *Uraloceras involutum* (Voin.). Мощность нерасчлененных свит по аналогии с прилегающими районами равна 700-750 м.

Бельковская и талатинская свиты объединенные (P_{16-17}) на территории листа слагают северо-восточное продолжение так называемой Большеинтинской синклинали. Изолированные обнажения этих свит имеются на реках Нерцете и Лемве. Отложения нерасчлененных свит представлены однообразной толщей мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, местами с линзами песчано-алевритистых известняков. Под микроскопом эти песчаники ничем

не отличаются от полимиктовых песчаников гусиной свиты. В непосредственно прилегающих к району территориях листа Q-49-XIX в этих отложениях содержатся местами органические остатки, представленные: *Productus (Avonia) pseudaculeatus* Krot., *Pr. (Dictyoclostus) gruenewaldti* Krot., *P. (Marginifera) cf. bicarinata* Wim., *P. (Marginifera) stuckenbergianus* Krot., *Spiriferella sargae* Vern. Crinoidea, Fenestellidae.

Мощность нерасчлененных бельковской и талатинской свит по аналогии с соседними районами равна 800-1000 м.

Кечепельская свита ($P_1^{4/8}$) представлена однообразной толщей терригенных отложений, обнажающихся в береговых обрывах рек Вораж, Харуты и их боковых притоков. Составить нормальный разрез кечепельской свиты из-за разрозненности обнажений, литологического однообразия и сложной дислоцированности этих осадков не представляется возможным. Литологический состав свиты крайне однообразен - это полимиктовые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов. Незначительный удельный вес в составе свиты имеют глинистые сланцы и углистые алевролиты с конкрециями темных кремней. Нижний контакт кечепельской свиты на территории листа нигде не обнажен. По-видимому, мелкогалечные полимиктовые конгломераты залегают в основании свиты. Они состоят из хорошо окатанных обломков, светло-серых и черных кремнистых сланцев карбона, содержащих скелеты радиолярий. В подчиненных количествах присутствует здесь галька кварцитов, вулканитов и кварца. Цементирующая масса - криптокристаллическое кремнистое вещество с примесью пелита.

Над конгломератами залегает песчано-алевритовая толща. Песчаники почти черные, мелко-, среднезернистые, полимиктовые, содержащие известково-глинистые конкреции. Состав кластических зерен песчаников: кварц, альбит, кремнистые сланцы, кислые и основные вулканиты, гранитоиды, циркон и ильменит. Обилен мелкий растительный детрит. Цемент песчаников поровый, глинисто-хлоритовый. Стратиграфически выше залегает песчано-аргиллитовая толща. Аргиллиты содержат незначительные прослои (0,1-0,2 м) тонкоплитчатых темно-серых песчаников, количество которых возрастает к верхам толщи. Аргиллиты густо насыщены мелким растительным детритом и содержат точечные агрегаты кальцита (?).

Песчано-аргиллитовая толща выше по разрезу вновь сменяется однообразной толщей серых полимиктовых песчаников с редкими мало-мощными прослоями темно-серых алевролитов и аргиллитов. Флишоподобное строение кечепельской свиты, столь типичное в смежных районах (территория листа Q-4I-XX), проявляется лишь локально. Раз-

рез свиты в этих случаях характеризуется сочетанием двух- или трехчленных ритмов, определяющихся монотонным переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с постепенным изменением гранулометрического состава пород в пределах каждого ритма, наличием резких отчетливых границ между последними и существованием небольших перерывов в основании ритмов. Фаунистически кечпельская свита почти не охарактеризована. В ней содержатся редкие остатки флоры: *Noeggerathiopsis* sp., *Samagopsis* и *Parascalamites* sp., позволяющие сопоставлять ее с юнъягинской серией нижней перми Воркутского района. Верхняя граница свиты неизвестна. Видимая мощность свиты равна 800-1000 м.

М Е З О З О Й

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Сантонский ярус (Cr₂st)

Верхнемеловые отложения обнажаются по р.Лемве и в нижнем течении рек Грубер и Воравож. Среди них выделяются морские и континентальные образования. Морские образования верхнего мела составляют самую южную оконечность большого поля распространения верхнего мела в бассейне р.Усы. Здесь они представлены полимиктовыми конгломератами, кварц-глауконитовыми песчаниками и опокovidными песчаниками. Кварц-глауконитовые песчаники массивные, мелко- и среднезернистые породы густо-зеленой окраски.

При микроскопическом исследовании устанавливается, что они состоят из окатанных и угловато-окатанных зерен кварца (0,2-0,3 мм в поперечнике), эллипсоидальных, растрескавшихся зерен травяно-зеленого глауконита, достигающих обычно 0,1-0,5 мм по длинной оси, погруженных в базальный цемент, состоящий из опала, халцедона, пелита с примесью новообразованных слюдястых минералов. Из аксессуарных минералов всегда присутствуют: зеленый турмалин, ильменит, лейкоксен, циркон, офен, халцедон. В переменных количествах песчаники содержат органогенный детрит, состоящий из обломков спикул губок, диатомей, пелеципод (торцовый слой раковины). В единичных случаях здесь отмечены обломки костей позвоночных.

Терригенные компоненты, в том числе замещенные халцедоном и глауконитом, и органические остатки составляют обычно не более 15-40% от общего валового состава песчаников. В некоторых песчаниках содержание терригенных компонентов не превышает 15-20%.

Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек местных пород: филлитов, кварцит-алевролитов и кремнистых сланцев размером от 3 до 10 см в поперечнике. Вероятно, они представляют собой лишь линзовидные участки кварц-глауконитовых песчаников, обогащенных псефитовыми обломками.

Опоковидные песчаники являются светло-серыми мелкозернистыми породами массивной текстуры. Они обнаруживают алевропелитовую микроструктуру и состоят из угловатых и остроугольных зерен кварца, размерами от 0,07 до 0,15 мм, весьма многочисленного органического детрита, представленного обломками диатомей и спикул губок, сцементированных бурым опалом. Опоковидные песчаники по составу акцессорных минералов идентичны глауконитовым песчаникам. Мелкие кластические зерна буровато-зеленого глауконита содержатся в опоковидных песчаниках в исчезающе малых количествах.

Меловые отложения лежат с резким угловым несогласием на палеозое. Они залегают горизонтально или почти горизонтально, будучи наклонены под углом $1-5^{\circ}$ на север-северо-запад. Суммарная видимая мощность верхнемеловых отложений на территории листа составляет 24 м. В меловых отложениях непосредственно к северу от территории листа, на р.Лемве, А.А.Черновым были собраны остатки фауны: *Orutoma tenuicostata* Rom., *Inoceramus* sp., *Actinoposaxes* sp.

Абсолютное литологическое сходство меловых отложений района с сантонскими отложениями Усинско-Роговского междуречья и содержащаяся в них фауна заставляют считать их возраст также верхне-сантонским.

К о н т и н е н т а л ь н ы е м е л о в ы е о т л о ж е н и я

Континентальные меловые отложения представлены продуктами выветривания палеозойских пород. Кора выветривания распространена в пределах денудированной предгорной поверхности — на междуречье Кожима и Лемвы и на восточном склоне на плоской поверхности высоты с отметкой 916 м. Кора выветривания состоит из пестроцветных пластичных, реже песчанистых глин, обогащенных щебенкой перекрываемых ею пород. Мощность коры выветривания непостоянна и колеблется от десятых долей метра до нескольких метров. Химический состав глин следующий (в %): SiO_2 — 49,98; TiO_2 — 0,53; Al_2O_3 — 24,05; Fe_2O_3 — 6,5; FeO — 0,27; CaO — 0,28; MgO — 2,13; MnO — 0,0; K_2O — 3,03; Na_2O — 2,92; P_2O_5 — 0,12; SO_3 — 0,0; H_2O — 1,8; п.п.п. — 9,5.

В коре выветривания не найдено органических остатков, вследствие этого возраст ее пока определяется лишь на основании косвенных данных. Установлено, что верхнесантонские морские отложения региона обогащены кремнеземом в форме широко развитого в них опалового цемента. Считается, что источником кремнезема служила кора выветривания, образовавшаяся на плоской суше, примыкающей с востока к сантонскому эпиконтинентальному морскому бассейну. Поэтому предполагается, что кора выветривания может быть сопоставима с морскими верхнесантонскими отложениями и столь же вероятен и ее более древний меловой (досантонский) возраст.

КАЙНОЗОИ ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения в районе представлены комплексом ледниково-морских, ледниковых, межледниковых и послеледниковых образований. Характер их распределения и мощности находится в тесной зависимости от морфологии современного рельефа. Наибольшими мощностями характеризуются четвертичные отложения в северо-западной части района, расположенной на южной границе Усинско-Лемвинской депрессии. Видимая мощность четвертичных образований достигает здесь 15–25 м. В пределах предгорий мощность их резко уменьшается. Она колеблется в пределах от 0,5 до 8–10 м, увеличиваясь на участках развития холмистого ледникового рельефа до 20 м. В области гор мощность четвертичных отложений незначительна и крайне неравномерна. Наибольшие мощности здесь связаны с конечноморскими образованиями.

Среднечетвертичные отложения (Q_{IV})

Ледниково-морские ($gl\ m\ II^{2-4}$) образования являются в районе самой нижней частью разреза четвертичных отложений и имеют весьма ограниченное распространение. Представлены они суглинками или супесями, местами неяснослоистыми, темно-серой окраски. Содержание крупнообломочного материала в суглинках сравнительно незначительно. Состав его полностью отвечает составу местных пород и пород уральского метаморфического комплекса в целом. Это меловые песчаники, пермские полимиктовые песчаники, зеленокаменные породы, тельпосские кварцитовидные песчаники, кремнистые сланцы, известняки и др. Материал большей частью хорошо окатан. Ледниково-морские отложения наблюдались

только в обнажениях по р.Лемве и на р.Вырксовож. На р.Лемве, в основании II надпойменной террасы сверху вниз обнажаются:

1. Суглинок светло-бурый с корешками растений. . . 0,75 м
2. Песчано-гравийно-галечный горизонт с валунами 6,25 "
3. Песок светло-палевый, мелкозернистый, с прослоями среднезернистого, косослоистый, содержащий гравий; типично аллювиальный. I,70 "
4. Буровато-серая структурная супесь, содержащая хорошо окатанный гравий, гальку и мелкие валуны. В верхней части материал осветлен и местами перебит. . . 2,30 "

Совершенно аналогичная супесь вскрыта в основании обрыва III надпойменной террасы. Здесь видимая мощность этих отложений достигает 8 м. Определение среды отложения осадков по методу Стадника, как указывает М.С.Калецкая, дали неоднозначные результаты. Для некоторых образцов были получены указания на отложения суглинков в пресной застойной воде, для других - на отложение их в опресненном морском бассейне.

Озерные или озерно-ледниковые отложения ($IgI II^{2-4}$) генетически связаны с ледниково-морскими отложениями. Они встречены в единственном обнажении на р.Лемве, в нескольких километрах выше отметки уреза II3,7 м. Здесь в оползне вскрыта толща сине-серых глин со щебенчатой отдельностью, неслоистых, очень плотных, содержащих редкую гальку. В основании толщи лежат типичные ленточные глины. Ленты очень тонкие (1-2 мм), перемежаются с лентами толщиной в 10 мм и более. Видимая мощность толщи 24 м. Перекрыта она песчано-галечно-валунным материалом, отдельные валуны в котором достигают 1 м в диаметре. Толща была проанализирована по методу Стадника. Из пяти образцов, взятых равномерно из всего разреза, один лишь образец с глубины 18 м дал указания на отложения осадков в жесткой пресной воде; остальные четыре указывают на отложение толщи в опресненном морском бассейне. В отчете М.С.Калецкой "Условия образования россыпей на западном склоне Полярного Урала" приводится химический анализ этих глин, который оказался весьма близким к анализу глин из толщи валунных суглинков. Приводимый материал заставляет предполагать, что рассматриваемые осадки представляют, скорее всего, лагунные фации.

Верхнечетвертичные отложения

Межледниковые аллювиальные и межморенные флювиогляциальные от-

ложения (IaIfgl III¹⁻³). Эти отложения практически не отделимы друг от друга и поэтому рассматриваются вместе. Межледниковые аллювиальные и межморенные флювиогляциальные отложения имеют ограниченное распространение. Они наблюдаются в единственном обнажении на р.Лемве и вскрыты рядом шурфов и канав по р.Мал.Надоте.

В обнажении по р.Лемве, в 1,3 км ниже устья р.Мал.Надоты, в 34-метровом обрыве IV террасы, обнажается песчано-гравийно-галечно-валунная толща. Валунны представлены гранитоидами, зеленокаменными породами, пермскими песчаниками, зелеными и малиновыми алевролитами и черными кремнями. В незначительном количестве встречаются серые и малиновые кварцитовидные песчаники и единичные валуны тельпосских конгломератов. На междуречье Нижн. и Мал.Надоты эти отложения вскрыты рядом шурфов. Здесь, под валунными суглинками морены последнего покровного оледенения мощностью до 1,5 м, залегают песчано-гравийно-галечные отложения с редкими мелкими валунами. В большинстве шурфов преобладают песчаные отложения. Песок серый, реже желтовато-бурый, средне- и крупнозернистый. Общая мощность этой толщи составляет 39-45 м.

Отложения последнего полупокровного оледенения имеют в районе наибольшее площадное распространение. Они образуют сомкнутый покров в пределах подгорной денудационной равнины. В области предгорий и межгорных депрессий чехол ледниковых отложений разорван. В горах морена последнего покровного оледенения отсутствует. Залегают морена или на более древних четвертичных отложениях или непосредственно на коренных породах. Представлена она желтовато-бурыми, реже темно-серыми, часто песчанистыми суглинками, содержащими весьма большое (до 85% от общего валового состава морены) количество обломочного материала. Обломочный материал в составе моренных отложений местного и уральского происхождения. Это зеленокаменные породы, гранитоиды, габбро-диабазы, филлиты, алевролиты, песчаники, кварцито-песчаники и конгломераты.

Валунными суглинками сложены участки холмистого рельефа на реках Нижн.Надоте, Петравож, в долине р.Бол.Тыкотловы и на Грубею Восточной. Долина р.Бол.Тыкотловы заполнена большим количеством ледниковых холмов, возвышающихся над урезом реки на 6-10 м. Мощность отложений оледенения незначительна и крайне неравномерна. Она колеблется от десятков сантиметров до 10-13 м и возрастает до 20 м на участках холмистого ледникового рельефа.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения последнего полупокровного оледенения (fgl, glIII²)

встречены на территории листа в единственном месте у устья руч.Воргашор – приток р.Грубею (Восточной). Здесь шурфами вскрыты сверху вниз:

1. Буровато-желтая супесь с редким мелким гравием 0,05 м

2. Бурый мелко-среднезернистый песок с мелким гравием 0,2 "

3. Валунно-галечный материал, сцементированный суглинками. Валуны до 0,5 м в поперечнике хорошо окатаны. В составе валунов: порфириты, зеленые сланцы, черные и белые кремни 1,5 "

Осадки П и более высоких надпойменных террас ($laI, gl\ III^{3-4}$). Отложения П и более высоких надпойменных террас представлены нерасчлененными древнеаллювиальными и флювиогляциальными отложениями, залегающими, как правило, непосредственно на коренных породах. Литологически это галечники, пески, супеси, составляющие верхние части эрозионно-аккумулятивных террас по долинам рек Лемвы, Парнокаю, Бол. и Мал.Хаймы и Нижн.Надоты. Мощность этих отложений равна 8-10 м.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения горно-долинного оледенения Урала ($fgI, gl\ III^4$) развиты исключительно в горной части района и представлены отложениями небольших долинных и каровых ледников. Наиболее мощные накопления горного оледенения расположены в верховьях рек Лемвы, Парнокаю и в бассейне среднего течения р.Петравож. Морфологически морена горного оледенения представлена неправильными моренными холмами и валами конечных и боковых морен. Амфитеатры конечных морен, на упомянутых выше реках, достигают высоты в 15-18 м над урезом воды. Валуны разделены замкнутыми котловинами, занятыми озерами. Сложны ледниковые отложения горного оледенения слабо окатанными валунами и почти неокатанными глыбами исключительно местных пород. Мелкозернистый материал играет в их составе подчиненную роль, а местами и совсем отсутствует. Мощность морены горного оледенения обычно не превышает 10 м, но иногда достигает 25-30 м.

Верхнечетвертичные – современные отложения

Пролувиальные отложения ($pl\ III-IV$). Прерывистая полоса пролувиальных отложений в виде шлейфа обрамляет горную часть района, располагаясь у ее подножья.

Сложены эти отложения преимущественно крупноглыбовым ма-

териалом пород, развитых в передовом хребте. Часто валунно-глыбовые накопления смешаны с щебенисто-глинистым материалом. В местах впадения небольших горных ручьев в долинах крупных водотоков нередко располагаются конусы выноса, сложенные почти несортированным валунно-галечно-щебенистым материалом, смешанным с грубыми суглинками. Накопление этих селеподобных пролювиальных отложений связано в основном с периодом таяния горного оледенения.

Э л ю в и а л ь н о - д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (e1d III-IV) распространены в области гор и предгорьях в районах выходов коренных пород. Они образуют крупно-глыбовые развалки и осыпи, скапливающиеся у подножья склонов. Эти отложения содержат незначительное количество мелкозема. Вещественный состав элювиально-делювиальных отложений полностью зависит от подстилающих пород.

К о л л ю в и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я (С III-IV) представлены глыбовыми скоплениями местных дочетвертичных пород. Развиты они преимущественно в области гор, располагаясь в верхних частях склонов кручей и возвышенностей.

К о л л ю в и а л ь н о - д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (cd III-IV) представлены щебнем, дресвой и глыбовыми скоплениями местных дочетвертичных пород. Они покрывают нижние части склонов в пределах области гор и возвышенностей восточного и западного склонов.

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я (QIV)

Э л ю в и а л ь н о - д е л ю в и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я (e1d IV) развиты исключительно в области гор и предгорий, располагаясь в пределах их выровненной поверхности. Представлены они щебнем, дресвой и глыбовыми скоплениями дочетвертичных пород, среди которых наблюдаются мелкие медальоны суглинков.

О з е р н о - б о л о т н ы е о т л о ж е н и я (1p IV) широко развиты в области Усинско-Лемвинской депрессии и подгорной денудационной равнины (северо-западная часть района). Представлены они голубовато-серыми глинами, часто с растительными остатками и торфом. Широко распространены плоские и плоско-бугристые торфяники, реже крупнобугристые. Высота торфяных бугров в среднем 2,5-3 м и лишь изредка достигает 5 м. Встречаются бугристые торфяники в бассейнах рек Лемвы, Сыбью, Нерцеты, Тап-гепты, Хаймы, Нижн.Надоты, Парнокаю и на междуречьях. С поверх-

ности бугры сложены темно-бурым сфагново-гипновым торфом и имеют обычно минеральное ядро.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (ал IV). К современному аллювию отнесены отложения поймы и I надпойменной террасы, которая является эрозионно-аккумулятивной. По долине р.Лемвы она сохраняет цоколь вплоть до впадения р.Грубею. Мощность слагающего ее аллювия нарастает при движении на север. Представлены отложения поймы I надпойменной террасы галечно-песчаными и супесчано-глинистыми образованиями. Собственно пойменные отложения в горах и полосе предгорий, прилегающей к горам, отсутствуют. Затопленные в период высокой воды поймы сложены в основном флювиогляциальными отложениями горного оледенения. Мощность современных отложений в пределах рассматриваемой территории колеблется от долей метра до 5-8 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В возрастном отношении интрузивные породы делятся на четыре группы: кембрийские, ордовикские, раннедевонские и среднедевонские.

К е м б р и й с к и е и н т р у з и и

Кембрийские интрузивные породы представлены серпентинитами и субщелочными гранитами.

С е р п е н т и н и т ы н е р а с ч л е н е н н ы е (фСт) залегают в вулканитах кокпельской свиты в виде мелких секущих тел в бассейне верхнего течения р.Петравож. Макроскопически это почти черные массивные породы, имеющие характерную ржавую корочку выветривания. Они имеют лепидобластовую структуру основной ткани и состоят из плотных агрегатов пластинчатого серпентина, среди которых расположены единичные крупные (5-6 мм) реликтовые индивиды розоватого авгита. В ряде случаев серпентин, псевдоморфизуя оливин, сохранил габитус его овальных зерен (1,5-2 мм) с хорошо развитыми гранями (010) и (021). Бовлингит и брусит в мелких пластинках немногочисленны и развиты только в чистых серпентинитах; магнетит в крупных изометрических зернах многочислен. Апатит в виде удлиненных призм редок. Серпентиниты образованы за счет перидотитов, генетически связанных с кокпельской вулканогенной формацией и, видимо, представляют собой гипербазитовые тела, образовавшиеся в начальные этапы развития подвижного пояса.

Граниты субщелочные (γ_{Vcm}) обнажаются в северной части Лемвинского гранитного массива в виде самостоятельного интрузивного тела размером 2x8 км. Контакты тела с вмещающими породами не обнажены.

Интрузия сложена субщелочными гранофирами и гранофировыми гранит-порфирами. Эти мелко- и среднезернистые розовые породы содержат во вмещающих удлинённо-призматические индивиды плагиоклазов, реже калишпата. Они обладают порфировой микроструктурой с микрографической или микропегматитовой структурой основной массы. Основная ткань породы состоит из широкопластинчатых индивидов микроклина, образующего иногда овоидные оболочки вокруг удлинённо-призматических индивидов плагиоклаза. Микроклин (30%) в значительной степени альбитизирован, содержит редкие пертитовые вроски червеобразного альбита и обычно сильно пелитизирован. Плагиоклаз-олигоклаз-альбит (35%) в виде удлинённых пластинчатых, полисинтетически сдвойникованных кристаллов почти всегда интенсивно серицитизирован. Кварц (25%) представлен резко ксеноморфными волнистогаснущими зёрнами, встречающимися в сравнительно незначительных количествах. В угловатом мезостазисе между полевыми шпатами кварц образует с калишпатом микропегматитовые, реже микрографические, сростки. Слюдистые минералы единичны и представлены зеленоватыми, иногда бурым, мелкопластинчатым биотитом, реже мусковитом, образующим незначительные скопления.

Акцессорные минералы чрезвычайно редки и представлены апатитом, эпидотом и магнетитом, которые обычно ассоциируются с биотитом. Для гранофировых гранит-порфиров характерны включения альбита. Между гранофирами и гранофировыми гранит-порфирами наблюдаются постепенные переходы. Гранофиры сравнительно мало метаморфизованы, но всегда несут следы вторичного изменения и катаклазированы. Возраст интрузии определяется залеганием в толще копельской свиты и нахождением галек гранофиров в конгломератах ордовика. Рудопроявлений в гранофирах не обнаружено.

Химический состав гранофиров (в %): SiO_2 - 70,70; TiO_2 - 0,14; Al_2O_3 - 15,33; Fe_2O_3 - 0,70; FeO - 1,15; MnO - 0,02; MgO - 0,18; CaO - 2,40; Na_2O - 3,45; K_2O - 5,12; H_2O - 0,30; P_2O_5 - 0,61; SO_3 - следы; п.п.п. - 0,37; сумма - 100,47.

О р д о в и к с к и е и н т р у з и и

Интрузии этого возраста представлены диабазами, габбро-диабазами и амфиболовыми диабазами (γ_{SD}). Картируются они в

виде пластовых залежей, даек и незначительных по величине неправильных интрузивных тел. Наибольшее распространение имеют интрузии измененных диабазов. Интрузии этих пород развиты почти на всей площади распространения копельской свиты и нижнего ордовика. Контакты нижнепалеозойских интрузий с вмещающими породами обычно задернованы. Только изредка наблюдаются резкие контакты диабазов и габбро-диабазов с вмещающими толщами и превращение глинисто-филлитовых сланцев в адиоловые сланцы. Сами габбро-диабазы и диабазы в приконтактной зоне чаще всего превращены в сланцеватые породы. Возраст интрузий диабазов и габбро-диабазов точно не определен. С одной стороны, они прорывают толщу вулканогенных пород нерасчлененного верхнего протерозоя и кембрия, а также осадки нижнего ордовика, а с другой стороны, некоторые из них, особенно амфиболовые диабазы, очень близки по составу и тесно связаны с вулканогенными образованиями. Кроме того, описываемые породы не встречаются среди осадков силура и более молодых отложений. Установить связь каждого из тел диабазов с вулканиитами можно только путем тщательных петрологических исследований. Поэтому все диабазы и габбро-диабазы отнесены на карте к нижнему палеозою.

Диабазы чаще всего приурочены к краевым частям интрузий габбро-диабазов или слагают все тело. Макроскопически это зеленые массивные породы, в основной массе которых наблюдаются порфиридные выделения пироксена, реже плагиоклаза. Под микроскопом они обнаруживают реликтовую апопиксидную структуру. Ткань породы состоит из плотных агрегатов сосюрита, мелкочешуйчатого хлорита, амфибола и крупных (5–8 мм) табличек пироксена, заключающих длиннопризматические индивиды измененного основного плагиоклаза. Плагиоклаз, заключенный в пироксенах и в основной ткани породы, нацело сосюритизирован, реже альбитизирован (альбит № 2–5) и гранулирован. Пироксен (авгит) замещен уралитовым актинолитом как по периферии зерен, так и вдоль трещин катаклаза. В большинстве случаев уралитизация пироксена полная или почти полная. Хлоритизация пироксенов проявляется менее интенсивно, чем уралитизация. Диабазы всегда содержат (до 5–7%) крупные зерна лейкоксенизированного ильменита. Значительно более редки диабазы с апофитовой структурой, так называемые диабазовые порфириты, т.е. диабазы, содержащие во вкрапленниках пироксен и плагиоклаз. В диабазах часты миндалины кварцевого, кварц-хлоритового и кварц-кальцитового состава.

Химический состав диабазов (в %): SiO_2 – 47,26; TiO_2 – 2,44; Al_2O_3 – 14,36; Fe_2O_3 – 3,81; FeO – 9,54; MnO – 0,24; MgO – 7,40;

CaO - 6,93; Na₂O - 3,30; K₂O - 0,67; H₂O - 0,17; P₂O₅ - 0,06; SO₃ - 0,01; п.п.п. - 4,68; сумма - 99,87.

Габбро-диабазы в отличие от диабазов обычно приурочены к центральным частям даек, реже слагают все тело. Они обладают типичный апогаббро-офитовой микроструктурой. Ткань породы состоит из крупных широких, частично гранулированных таблиц альбитизированного, интенсивно соссюритизированного плагиоклаза, промежутки между зернами которого занимают выделения пироксена, полностью замещенные уралитом и хлоритом, а также многочисленные зерна лейкоксенизированного ильменита.

Амфиболовые диабазы являются группой пород, видимо, генетически связанной с вулканитами кокпельской свиты. Это массивные темно-зеленые, иногда почти черные породы, залегающие в виде согласных интрузивных залежей. Они характеризуются пойкилоофитовой, диабазовой или габбро-диабазовой структурами. Ткань породы состоит из мелкозернистых агрегатов минералов эпидотцоизитовой группы или соссюрита и весьма мелких чешуек серицита, почти нацело замещающих таблитчатые или длиннопризматические индивиды альбитизированного (№ 5-7) плагиоклаза.

Среди ткани вторичных минералов - крупные (2-8 мм) неправильной формы (при пойкилоофитовой структуре) индивиды желто-бурого амфибола, содержащего в центре таблиц реликты буроватого пироксена. Амфибол и пироксен уралитизированы и хлоритизированы, иногда с образованием гомоосевых псевдоморфоз волокнистого актинолитового амфибола по названным минералам. В некоторых амфиболовых диабазах замещению актинолитом подверглись не только первичные железо-магнезиальные минералы, но и плагиоклазы с образованием так называемых псевдоморфоз выполнения. В этих псевдоморфозах актинолит тесно связан с другими вторичными минералами и образует мелкошестоватые кристаллы. Апатит в виде мелких удлиненных призм немногочислен, равно как и слегка лейкоксенизированный ильменит.

Химический состав амфиболовых диабазов (в %): SiO₂ - 50,63; TiO₂ - 1,90; Al₂O₃ - 13,20; Fe₂O₃ - 10,05; FeO - 3,65; MnO - 0,14; MgO - 5,33; CaO - 7,11; Na₂O - 2,27; K₂O - 2,59; H₂O - 0,36; P₂O₅ - 0,47; SO₃ - 0,56; п.п.п. - 2,16; сумма - 100,42.

Адиолы из экзоконтактовых зон интрузий диабазов и габбро-диабазов представляют собой мелкозернистые зеленые, реже белые кварц-альбитовые породы, содержащие в переменных количествах минералы эпидот-цоизитовой группы, хлорит и иногда значительную вкрапленность магнетита. Они обладают микрогранобластовой структурой и состоят из равномернозернистого агрегата кварц-альбито-

вых зерен и мелких агрегатов эпидота, обычно развивающегося вместе с альбитом. В переменных количествах присутствуют: хлорит, актинолит, стильдомелан и соссурит. При полном замещении эпидотом или соссуритом плагиоклаза из адиноловых сланцев образуются кварц-эпидотовые породы, которые повсеместно сопровождают интрузивные залежи диабазов, а местами и мощные залежи вулканитов кокпельской свиты.

Р а н н е д е в о н с к и е и н т р у з и и

Интрузии этого возраста представлены серпентинитами, габбро-норитами, кварцевыми диоритами, аляскистыми гранитами, биотитовыми гранитами^{х/}.

На описываемой территории интрузии перечисленных пород имеют довольно широкое распространение. Нижняя возрастная граница их определяется возрастом вмещающих ордовикских отложений; верхняя граница — нахождением галек сходных пород среди конгломератов среднего девона на соседних территориях восточного склона Урала. Это позволило всю группу описываемых интрузий условно считать ордовикско-нижнедевонской.

С е р п е н т и н и т ы (φD_1). Незначительные выходы этих серпентинитизированных гипербазитов расположены на левобережье р. Грубею, среди массива метагаббро-норитов. Серпентиниты рассланцованы, оталькованы и обладают местами характерной желтовато-бурой корочкой выветривания. Под микроскопом весьма редко в серпентинитовой ткани наблюдаются мелкие (0,1–0,2 мм) реликтовые зерна оливина, ромбического (?) и моноклиального пироксенов. Значительное развитие имеют мелкочешуйчатый брусит и постериорный магнетит. Не имеется объективных критериев для суждения о возрасте этих гипербазитов, так как контакты их с вмещающими породами не ясны. Наряду с этим известно, что на смежной территории (лист Q-4I-XXI) они прорываются эвкритовыми габбро, возраст которых установлен как досреднедевонский. Исходя из этих данных необходимо описываемые серпентинитизированные гипербазиты датировать как ордовикско-нижнедевонские.

Г а б б р о - н о р и т ы (φD_1) и их метаморфизованные разновидности (габбро-амфиболиты) слагают крупный массив в бассейне р. Грубею Восточная. На площади листа Q-4I-XXI обнажается только часть этого массива, сложенная главным образом габбро-амфиболи-

^{х/} Вероятно, серпентиниты, габбро-нориты и кварцевые диориты имеют силурийский возраст.

тами, которые образовались в результате процессов изменения (амфиболизации?) габбро-норитов. Последние сохраняются в массиве только в виде реликтовых тел. Изменение габбро-норитов связано, по-видимому, как с процессами автометаморфизма, так и под воздействием плагиогранитов, которые в виде мелких интрузивных тел залегают среди амфиболитов и во вмещающих толщах. Контакты массива плохо обнажены.

Габбро-амфиболиты имеют темно-зеленый цвет. Это большей частью мелкозернистые породы, обладающие массивной или сланцеватой текстурой. Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую, реже гранонематобластовую структуру и состоят из роговой обманки (40-60%), кислого плагиоклаза (до 45%) и эпидота (до 30%). Вторичные и акцессорные минералы представлены: актинолитами, хлоритом, серицитом, мусковитом, кальцитом, кварцем, гранатом, апатитом, сфеном и лейкоксом. Роговая обманка представлена разновеликими таблитчатыми или изометрическими индивидами (0,1-4 мм в поперечнике), содержащими округлые пойкилитовые вросстки альбита и кварца. Плагиоклаз-альбит (№ 3-5) развит в виде неправильных или таблитчатых зерен (размерами до 0,4 мм в поперечнике). Он также обычно содержит пойкилитовые вросстки кварца. Роговая обманка иногда замещается эпидотом, кальцитом и кварцем, альбит соскритизирован. У контактов с интрузиями плагиогранитов в амфиболитах появляется гранат, количество которого достигает 9-10% от валового минерального состава амфиболитов. Гранат имеет розовый цвет и образует кристаллы размером до 1-2 мм в поперечнике. Зерна граната содержат пойкилитовые включения кварца, разбиты трещинами, вдоль которых развивается хлорит, эпидот и кварц. В некоторых гранато-альбитовых амфиболитах количество мусковита достигает 10-15%. В этих слюдяных амфиболитах зеленая роговая обманка частично замещена зеленовато-синим щелочным амфиболом, близким по оптическим константам к глаукофану-кросситу.

Амфиболиты, в которых первичный плагиоклаз замещен альбитом и эпидотом, образуют так называемые эпидотовые амфиболиты. В этих амфиболитах роговая обманка по своим оптическим константам приближается к уралиту. От амфиболитов наблюдаются постепенные переходы к габбро-норитам, реликтовые участки которых сохранились в разных частях массива. Внешне габбро-нориты отличаются более темной окраской, массивным крупно- или среднезернистым сложением и слабо измененными плагиоклазом и пироксеном. Габбро-нориты обладают габбровой и апогаббровой микроструктурой. Они состоят из основного плагиоклаза, ромбического и моноклин-

ного пироксена и незначительного количества магнетита и вторичных минералов. Плагиоклаз-лабрадор (№ 53-57) встречается в виде широкопластинчатых или изометрически полисинтетически сдвоенных зерен размером 0,5-0,6 мм в поперечнике. Лабрадор частично соссюритизирован.

Ромбический пироксен - бронзит - в виде таблитчато-изометрических зерен размером до 1 мм в поперечнике частично замещен биотитом. Моноклинный пироксен образует неправильные и изометрические зерна или встречается в виде оболочки вокруг ромбического пироксена. По оптическим константам он близок к диаллагу и иногда замещается амфиболом или хлоритом. Среди амфиболитов и габбро-норитов наблюдаются участки, обогащенные магнетитом и гранатом, однако эти образования незначительны и не могут рассматриваться в качестве рудопроявлений.

Кварцевые диориты и диориты ($\delta\sigma D_1$) отмечены в южной части территории листа Q-41-XX. Они составляют западную часть крупного (30х12 км) Лемвинского массива гранитоидов, вытянутого в северо-западном направлении и интродуцированы более молодыми аляскистыми гранитами. Породы этого состава встречаются в виде более мелких штоков, прорывающих грубеинскую и копельскую свиты. Кроме аляскитовых гранитов кварцевые диориты прорываются биотитовыми гранитами с образованием зон тонкой инъекции и даже брекчиевидных такситовых гранодиоритов.

Описываемые породы обладают серой, реже светло-серой окраской и массивным среднезернистым сложением. Они характеризуются призматическoзернистой микроструктурой, образующей переходы к субдиабазовой. Ткань породы состоит из идиоморфных призматических зерен (0,9-1,4х0,3-0,4 мм) андезина (№ 35-36), частично зонального в краях, и удлиненно-таблитчатых индивидов роговой обманки, всегда обрастающей редкие зерна диопсида. Темно-бурый биотит в виде крупных пластинок встречается вместе с роговой обманкой. Роговая обманка и биотит иногда образуют скопления и даже сростки.

Кварц распределен неравномерно в виде отдельных угловатых волнистогаснувших зерен, располагающихся в узких промежутках между табличками плаггиоклазов, либо встречается в виде значительных скоплений мелких зерен. В акцессорных количествах всегда присутствуют апатит в резко удлиненных призматических кристаллах, а также магнетит и ильменит. Плаггиоклазы почти нацело альбитизированы, серицитизированы и соссюритизированы. Роговая обманка и пироксен уралитизированы, иногда с образованием по ним гомоосевых псевдоморфоз, реже хлоритизированы или замещены каль-

цитом и мелкозернистым эпидотом. Биотит почти нацело хлоритизирован.

В кварцевых диоритах вблизи контакта с гранитами содержится альбитизированный калишпат в виде крупных порфириобласт, заключающих зерна плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Эти измененные разности кварцевых диоритов обычно интенсивно окварцованы. Кварцевые диориты постепенно переходят в диориты. Близ контактов с вмещающими породами наблюдаются порфировидные разности кварцевых диоритов или весьма мелкозернистые их разновидности. Химический состав (в %) кварцевых диоритов и диоритов приведен ниже: диориты - SiO_2 - 55,20; TiO_2 - 1,09; Al_2O_3 - 15,29; Fe_2O_3 - 6,05; FeO - 3,15; MnO - 0,14; MgO - 4,70; CaO - 7,38; Na_2O - 23,78; K_2O - 1,25; H_2O - 0,29; P_2O_5 - 0,28; SO_3 - 0,12; п.п.п. - 1,84; сумма - 100,56; кварцевые диориты - SiO_2 - 60,44; TiO_2 - 1,12; Al_2O_3 - 15,10; Fe_2O_3 - 3,95; FeO - 2,92; MnO - 0,11; MgO - 3,01; CaO - 4,49; Na_2O - 3,94; K_2O - 2,07; H_2O - 0,26; P_2O_5 - 0,26; SO_3 - 0,03; п.п.п. - 2,13; сумма - 99,83.

Аляски́товые граниты (γ , Π , D_1) слагают восточную часть Лемвинского гранитного массива. Кроме того, мелкие тела и дайки аляски́товых гранитов и гранит-порфиров встречаются как среди вмещающих ордовикских толщ, так и среди массива кварцевых диоритов. Аляски́товые граниты представлены слегка розоватыми средне- или крупнозернистыми, иногда порфировидными породами. Они обладают массивной или иногда гнейсовидной текстурой и гранитной микроструктурой, дающей переходы к аллотриоморфнозернистой. Минеральный состав аляски́товых гранитов: кислый плагиоклаз (25-35%), калишпат (30-45%), кварц (25-30%), биотит (0-1%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, эпидот, ортит, сфен, магнетит, гематит.

Ткань породы состоит из удлиненно-таблитчатых полисинтетически sdвойникованных индивидов альбита и олигоклаз-альбита ($\frac{1}{2}$ от 3 до 13) размерами 1-3 мм, реже 5 мм по длинной оси калишпата в виде широкотаблитчатых, почти изометрических зерен (1,5-3х1,2-5 мм). Калишпат-микроклин, иногда с отчетливой двойниковой решеткой, как правило, альбитизирован и содержит многочисленные пертитовые вросстки альбита в виде тонких шнуров. Кварц представлен в виде крупных (1-2 мм) ксеноморфных волнистогаснувших зерен. Калишпат пелитизирован. Альбит также пелитизирован или покрыт тонкой сыпью серицита. Биотит, развитый в виде мелких идиоморфных пластинок темно-зеленого или буровато-зеленого цвета, резко плеохроирует в тех же цветах, образуя незначительные скопления. Он частично хлоритизирован, а иногда замещается

зеленым, более тонкозернистым биотитом или мусковитом. С биотитом ассоциируются мелкие зерна циркона, апатита, бурого ортита и мельчайшие выделения магнетита. Аляскитовые граниты дают переходы к аляскитовым гранит-порфирам.

Описываемые породы всегда несут следы катаклаза, а иногда превращены в типичные катаклазиты. Среди них весьма распространены так называемые бластоцементные структуры. Жильная свита аляскитовых гранитов представлена аляскистыми гранит-порфирами и аплитами. Они ничем, кроме структуры, не отличаются от описанных гранитоидов.

Химический состав аляскитовых гранитов (в %) ^{X/}: SiO_2 - 72,40; 81,42; 76,20; TiO_2 - 0,34; 0,26; 0,24; Al_2O_3 - 14,22; 8,84; 12,00; Fe_2O_3 - 1,30; 0,36; 1,60; FeO - 0,90; 2,12; 0,45; MnO - 0,03; 0,06; 0,03; MgO - 0,58; 0,77; 0,16; CaO - 1,22; 0,84; 0,94; Na_2O - 2,92; 5,10; 3,00; K_2O - 5,67; 1,07; 5,03; H_2O - 0,16; 0,18; 0,16; P_2O_5 - 0,06; 0,07; 0,03; SO_3 - следы; 0,02; следы; п.п.п. - 0,65; 1,25; 0,56; сумма - 100,45; 100,36; 100,40.

Биотитовые граниты ($\gamma^{\text{I}}\text{D}_1$) слагают два незначительных массива в верховьях р. Парнокаю. Мелкие выходы этих пород известны также на реках Воравож, Лев. Глубок и Покойник-Шор. Макроскопически это розовато-серые и серые, мелко- и среднезернистые массивные породы, содержащие в незначительных количествах биотит. Они обладают типичной гипидиоморфнозернистой микроструктурой и состоят из калишпата (22-23%), кислого плагиоклаза (25-30%), кварца (25-30%) и биотита (7-8%).

Ткань породы сложена призматическими, полисинтетически сдвойникованными индивидами альбита (1-2 мм по длинной оси), крупными табличками нерешетчатого микроклина (1,5-3 мм в поперечнике), содержащего многочисленные весьма тонкие вроски пертита, кварца, который встречается в виде изометрических (0,8-1,2 мм) зерен со слабым волнистым угасанием и бурого пластинчатого биотита. В биотите наблюдаются включения светло-бурого ортита и циркона, вокруг которых расположены плеохроичные дворники. Сфен и магнетит обычно присутствуют в заметных количествах. Весьма редко граниты содержат незначительное количество темно-зеленой роговой обманки, которая встречается вместе с биотитом или заключена в крупных зернах кварца. Химический состав биотитовых гранитов следующий (в %): SiO_2 - 72,51; TiO_2 - 0,34; Al_2O_3 - 14,04; Fe_2O_3 - 1,95; FeO - 0,58; MnO - 0,03; MgO - 0,32; CaO - 1,08; Na_2O - 3,40; K_2O - 5,37; H_2O - 0,06; P_2O_5 - 0,07; SO_3 - 0,02; п.п.п. - 0,64; сумма - 100,41.

^{X/} Анализы приводятся для трех образцов.

Последовательность внедрения интрузивных пород раннедевонского возраста представляется нижеследующей: наиболее древними породами являются метаморфизованные габбро-нориты, которые прорываются мелкими телами гипербазитов. Затем, по-видимому, внедряются кварцевые диориты и диориты. Диориты изменены под влиянием интрузии аляскитовых гранитов. Самыми молодыми являются биотитовые граниты, которые пересекают как диориты, так и аляскитовые граниты. Таким образом, Лемвинский гранитный массив является примером так называемой сложной полихронной интрузии, формировавшейся в результате неоднократного внедрения магмы в интервале времени от силура до нижнего девона. В акзоконтактах аляскитовых и биотитовых гранитов, а также кварцевых диоритов с филлитами и песчаниками грубеинской свиты образуются типичные кварц-биотитовые роговики, а иногда биотит-альбит-кварцевые роговики. В контактах тех же пород с основными вулканитами кокпельской свиты обычно образуются кварц-серицит-роговообманковые роговики. С гранитоидами Лемвинского массива связаны рудопроявления полиметаллов, молибдена, урана и золота.

К среднедевонским интрузиям отнесены плагиограниты и малые тела габбро-анабазов.

Плагиограниты ($10D_2$) слагают мелкие линзовидные тела, располагающиеся полосами как внутри габбро-амфиболитового массива, так и в отложениях кокпельской и грубеинской свит. Протяженность линзовидных тел плагиогранитов достигает километра при мощности в 50-250 м. Только на междуречье руч. Грубею и р. Грубею (Восточной) расположен сравнительно крупный массив плагиогранитов площадью в 6 км². Макроскопически это мелкозернистые, лейкократовые светло-серые или кремовые породы с хорошо выраженной гнейсовидной текстурой. Они обладают гранобластовой и гетерогранобластовой микроструктурой, часто переходящей в пойкилобластовую. Некоторые разности плагиогранитов имеют порфиробластовую структуру. Ткань породы состоит из кислого плагиоклаза и кварца. В переменных количествах всегда присутствует амфибол, мусковит и минералы эпидот-цоизитовой группы.

Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит и рутил, иногда гранат; рудные минералы представлены магнетитом, гематитом и пиритом. Плагиоклаз (альбит № 3-12) присутствует как в виде порфировидных выделений, так и в виде мелких зерен в основной массе. Альбит порфировидных выделений (до 3 мм по длинной оси), имеющий удлиненно-таблитчатую форму, серицитизирован и сосюритизирован; в мелкозернистой основной массе неправильные зерна его (0,2-0,4 мм в поперечнике) отличаются почти полным отсутствием

вторичных продуктов. Альбит обычно содержит микропиклитовые включения кварца. Кварц составляет 25-35% породы. Он ксеноморфен, волнисто гаснет и содержит мелкие включения эпидота, рутила и альбита. Амфибол присутствует не всегда, количество его колеблется от 5 до 25%. Обычно амфибол представлен роговой обманкой, реже встречается слабо щелочной и щелочной амфибол ряда глаукофана. Щелочной амфибол замещает обыкновенную роговую обманку, реликты которой наблюдаются внутри его зерен.

Некоторые разности плагиогранитов обогащены крупными порфиобластами граната. Гранат раздавлен, замещается кварцем и минералами эпидот-цоизитовой группы. Кроме того, среди плагиогранитов выделяются мусковитовые разности со значительным содержанием светлой слюды. Плагиограниты дают активные контакты с ордовикскими отложениями и габбро-амфиболитами, а на территории листа Q-4I-XXI прорывают гипербазиты Войкар-Сыньинского массива. В свою очередь, они рассечены дайками пород ряда диабаз-спессартит, вероятно, постсреднедевонского (?) возраста. Поэтому возраст плагиогранитов условно определяется как среднедевонский (?). Внедрение плагиогранитов сопровождалось интенсивным окварцеванием, пиритизацией и частичной магматизацией вмещающих пород. Химический состав плагиогранитов (в %): SiO_2 - 76,18; TiO_2 - 0,36; Al_2O_3 - 12,42; Fe_2O_3 - 1,28; FeO - 0,82; MnO - 0,02; MgO - 0,76; CaO - 1,65; Na_2O - 4,00; K_2O - 1,42; H_2O - 0,08; P_2O_5 - 0,0; SO_3 - 0,0; п.п.п. - 0,92; сумма - 100,02.

Малые тела габбро-диабазов ($\sqrt{\beta}\text{D}_2$?) образуют протяженные дайки в массиве метагаббро-норитов и среди осадочно-вулканогенных толщ восточного склона на междуречье Грубей (Восточная) и Тыкотлова. Макроскопически это среднезернистые габброидного облика породы, дающие иногда отклонения в сторону меланократовых разностей. Они обладают призматическo-зернистой микроструктурой. Ткань породы состоит из удлиненно-призматических индивидов сосюритизированного и альбитизированного основного плагиоклаза № 50-55 (0,8-1,5 мм по длинной оси) и коротко таблитчатой бурой роговой обманки, обрастающей немногочисленные изометрические зерна авгита. В угловатом мезостазисе иногда встречается кварц, образующий микропегматитовые срастания с калиевым полевым шпатом.

Акцессорные минералы представлены: апатитом, ильменитом и пиритом. Апатит в весьма тонких удлиненных призмах многочислен. Редкие мелкие зерна титаномagnetита нацело лейкоксенизированы. Вторичные минералы - сосюрит, эпидот, хлорит, серицит, пренит, пумпеллиит и иногда кальцит - немногочисленны, за исключением

сосюрита и минералов эпидот-цоизитовой группы, обычно полностью замещающих плагиоклазы. Химический состав этих пород следующий (в %): SiO_2 - 49,50; TiO_2 - 1,10; Al_2O_3 - 16,56; Fe_2O_3 - 2,89; FeO - 9,65; MnO - 0,20; MgO - 4,58; CaO - 8,75; Na_2O - 2,60; K_2O - 0,75; H_2O - 0,24; P_2O_5 - 0,04; SO_3 - 0,0; п.п.п. - 3,15; сумма - 99,96.

Верхняя возрастная граница габбро-диабазов не известна. На смежной территории (лист Q-4I-XXI) дайки их прорывают гипербазиты Войкар-Сыньинского массива и, вероятно, девонские вулканы зелено-каменного синклинория. Для габбро-диабазов условно принят среднепалеозойский возраст.

В заключении описания интрузивных пород необходимо кратко остановиться на проявлениях регионального метаморфизма. Давно установлено, что на Урале интенсивность метаморфизма возрастает с запада на восток, т.е. вкост простиранию структур герцинского подвижного пояса. На территории листа Q-4I-XX это особенно четко проявилось в метаморфизме нижнеордовикских глинисто-филлитовых сланцев и вулканитов. Распространенные на западе, в низовьях р. Грубей, глинисто-филлитовые сланцы в западных предгорьях и водораздельном хребте становятся настоящими филлитами, а в пределах так называемой антиклинали восточного склона - это уже кристаллические сланцы кварц-мусковитового, кварц-альбит-олигоклаз-мусковитового состава. В той же антиклинали восточного склона зеленокаменные вулканы водораздельного хребта превращены в амфиболиты. Интенсивной степени метаморфизма подверглась здесь и интрузия габбро-норитов.

ТЕКТНИКА

В тектоническом отношении территории листа Q-4I-XX расположена на стыке двух фациально-структурных зон: западной Елецкой и восточной Лемвинской^{х/}. Каждая из этих зон характеризуется некоторыми особенностями своего тектонического строения.

Лемвинская фациально-структурная зона

В структурном отношении эта зона расположена в западном крыле Нижнетагильского синклинория, в области погружения струк-

^{х/} Елецкая фациально-структурная зона соответствует миеосинклинальной области варисского подвижного пояса, Лемвинская - эвгеосинклинальной.

тур к северо-востоку. С юго-востока на северо-запад в районе выделяются нижеследующие структуры: антиклиналь восточного склона, синклиналь восточного склона, антиклиналь водораздельного хребта, синклиналь высоких предгорий, антиклиналь высоких предгорий и область мелкой изоклинальной складчатости. Самой крупной антиклинальной структурой этой зоны и всего района является антиклиналь водораздельного хребта. Она имеет в пределах территории листа около 8–10 км в поперечнике и отчетливо опрокинута к северо-западу. Слагающие ее толщи вулканитов наклонены на юго-восток в северо-западном крыле под углом $60-65^{\circ}$, а в юго-восточном – $45-50^{\circ}$. Наклон осевой плоскости складки равен $50-55^{\circ}$.

Антиклиналь осложнена в своде и на крыльях многочисленными складками более высоких порядков, среди которых самой крупной является синклиналь межгорной депрессии. Антиклиналь образована двумя надвигами в северо-западном крыле. С юго-востока она граничит с синклиналью восточного склона, с северо-запада антиклиналь по надвигу приведена в соприкосновение с синклиналью высоких предгорий. Синклиналь восточного склона имеет облик наклонной, несколько веерообразной складки. Веерообразный характер структуры выявляется в сходящемся наклоне осевых поверхностей складок второго и третьего порядка, осложняющих ее крылья. В северо-западном крыле структуры эти осевые поверхности почти вертикальны, в юго-восточном крыле наклонены на северо-запад. Структура антиклинали восточного склона в значительной степени нарушена интрузией габбро-норитов. Своими размерами она не уступает главной антиклинали района (антиклинали водораздельного хребта) и также опрокинута к северо-западу.

С северо-запада антиклиналь водораздельного хребта по крутому надвигу граничит со сложнопостроенной и опрокнутой к северо-западу синклиналью высоких предгорий. Слагающие синклиналь филлиты тонкоплитчатые и осложнены многочисленными складками более высоких порядков, создающими впечатление однообразного моноклиналичного залегания, затрудняющего расшифровку внутреннего строения этой синклинали. Однако в этой структуре все антиклинали второго порядка обладают закономерным строением, обнаруживающим относительно пологие залегания опрокинутых юго-восточных крыльев ($25-30^{\circ}$) и более крутые ($45-60^{\circ}$) северо-западных. Юго-восточное крыло синклинали высоких предгорий осложнено многочисленными интрузивными залежами диабазов.

Антиклиналь высоких предгорий является последней крупной и отчетливо выраженной линейной антиклинальной структурой, опро-

кинутой к северо-западу и граничащей с областью так называемой мелкой изоклиальной складчатости. Антиклиналь испытывает на территории листа погружение шарнира к северо-востоку и юго-западу. Она имеет сложное строение, обусловленное интенсивным развитием в ее своде и крыльях изоклиальных складок более высоких порядков. В южной части восточного крыла она прорвана интрузией гранитоидов, маскирующих ее строение.

Область так называемой мелкой изоклиальной складчатости занимает обширное пространство подгорной денудационной равнины. В структурном отношении эта область противостоит антиклинорной структуре области высоких предгорий и гор и имеет в целом синклинальное строение. Эта мегасинклинальная структура характеризуется широким развитием мелкой изоклиальной складчатости, для которой структурами первого порядка являются уже складки, имеющие 1,5–2 км в поперечнике. Здесь наиболее широко представлены структуры, обладающие размахом крыльев, не превышающим трех-четырёх сотен метров. Общее опрокидывание складок в этой мегасинклинальной структуре к северо-западу остается неизменным для всей площади. На фоне мелкой изоклиальной складчатости здесь выделяются только две более крупные структуры: синклиналь р.Воравож и синклиналь р.Хаймы. Синклиналь р.Воравож сложена терригенными породами нижней перми. Пермские отложения сильно дислоцированы, складки опрокинуты к северо-западу и по этим породам хорошо наблюдается общее погружение структур северной части района к северо-востоку. Ядро синклинали р.Хаймы, сложенное известняками среднего ордовика, дает возможность составить представление о значительном осложнении ее свода и крыльев складками более высоких порядков.

Расширение поля среднеордовикских отложений к юго-западу подчеркивает общий характер погружения структур этого района к юго-западу. В западном крыле синклиналь р.Хаймы оборвана крутым надвигом, получившим наименование Главного. Кроме Главного надвига на территории листа имеются и более второстепенные тектонические нарушения. Все они имеют характер крутых надвигов, однако непосредственно не наблюдаются. Необходимость их выделения вызвана наблюдающимся соотношением пород как при полевом картировании, так и при дешифрировании аэрофотоснимков.

Амплитуда надвигов в общем незначительна, так как ими не нарушены основные черты складчатого строения района. Исключение составляет так называемый Главный надвиг, по которому (в южной части района) синклиналь р.Хаймы граничит уже со структурами Елецкой фациально-структурной зоны. Главный надвиг сопровождается

ся целой системой более мелких разрывов, сопряженных с ним. Главный надвиг прослеживается и дальше к югу на территорию листа Q-4I-XXVI, вдоль правого склона долины р.Кожим, приводя в соприкосновение антиклиналь Санаиз с антиклиналью Народо-Итьинского края. К северу его продолжением является надвиг, который обрывает северо-западное крыло синклинали р.Воравож, прослеживается к северо-востоку, на территорию листа Q-4I-XV, и, вероятно, является одним из многочисленных разрывов, имеющих в этом районе. Количество сбросовых нарушений, картируемых при данном масштабе работ, незначительно.

Елецкая фациально-структурная зона

К этой зоне на территории листа Q-4I-XX относятся районы хр.Тисваиз на юге и возвышенность Рагозамусюр – на севере. Структуры Елецкой фациально-структурной зоны соприкасаются со структурами Лемвинской зоны по крутым надвигам, относящимся к системе нарушений так называемого Главного надвига. Возвышенность Рагозамусюр представляет собою простую, прямую антиклинальную структуру с наклоном крыльев к северо-западу и юго-востоку под углом в $55-60^{\circ}$. К северу от антиклинали Рагозамусюр развито поле пермских отложений, смятое (судя по структурам территории листа Q-4I-XIX) в серию простых прямых складок. Девонские отложения хр.Тисваиз являются непосредственным продолжением площади развития этих отложений на территории листа Q-4I-XIX. Здесь они слагают крупную синклинальную складку так называемой синклинали Балбаню, юго-восточным крылом которой и являются выходы девона на хр.Тисваиз. Интенсивная дислокация пород на хр.Тисваиз объясняется тем, что породы здесь развиты в непосредственной близости к структурам более подвижной эвгеосинклиальной области, а также, видимо, и непосредственной близостью к так называемому Главному надвигу.

Время и характер тектонических движений

На территории листа Q-4I-XX выделяются только два структурных этажа из трех установленных на Полярном и Приполярном Урале: средний и верхний. Нижний, объединяющий доордовикские отложения, так называемый рифейско-нижнекембрийский структурный этаж известен только в соседнем районе, на территории Ляпинского антиклинория. Средний структурный этаж, заключающий отложения от верхнего протерозоя и кембрия до нижней перми^{х/} включительно, ^{х/} Мы вынуждены отложения Pt_3-Sm ^{х/} относить к среднему структурному этажу.

на описываемой территории представлен наиболее полно. Верхний структурный этаж объединяет мезозойские отложения. Весь комплекс палеозойских отложений наиболее отчетливо отражает дислокации одной из последних фаз герцинского орогенеза, возможно, в конце триаса.

Внутри структурного этажа фиксируется несколько перерывов в осадконакоплении, которые иногда сопровождаются стратиграфическими несогласиями. В Лемвинской фациально-структурной зоне стратиграфические несогласия приурочены к границе перми и карбона, карбона и девона и девона с силуром. Локальные перерывы в осадконакоплении, видимо, имеются и на границе ордовика и кембрия. Трансгрессивное залегание пермских отложений на карбоне фиксируется по базальным слоям перми, которые залегают не только на размытой поверхности карбона, но и на ордовике. Трансгрессивное залегание карбона на девоне отмечалось и предыдущими исследователями (К.Г.Войновский-Кригер, 1951), однако залегание карбона на более древних отложениях, чем девон, всегда объяснялось только тектоническими причинами — надвигами.

Перерыв в осадконакоплении на границе силура с девоном имеет региональное значение для всей Лемвинской структурно-фациальной зоны, так как всюду выпадает из разрезов нижний девон. Таким образом, тектонические движения в пределах среднего структурного этажа Лемвинской структурно-фациальной зоны проявлялись неоднократно, но почти всегда носили характер только колебательных движений. В Елецкой структурно-фациальной зоне колебательные тектонические движения в пределах структурного этажа проявлялись в то же время, что и Лемвинской зоне, но носили гораздо менее интенсивный характер. Так, в Елецкой структурной зоне пермские отложения лежат трансгрессивно только на разных горизонтах карбона, каменноугольные отложения ложатся с разрывом только на девоне. Девон в так называемых тисваизских фациях лежит иногда на нижнем девоне, совершенно отсутствующем в Лемвинской зоне. Необходимо отметить, что в среднедевонское время для обеих структурно-фациальных зон наступило выравнивание тектонического режима, проявившееся в накоплении монотонной толщи существенно терригенных осадков.

Верхний структурный этаж на территории листа Q-4I-XX почти отсутствует. Из состава слагающих его отложений представлен только верхний мел, залегающий с резким угловым несогласием на палеозое. Дислокации верхнего мела, изученные на соседних территориях, имеют всегда платформенный характер. Принадлежность Лемвинской структурно-фациальной зоны к внутренним частям Ураль-

ского (варисского) подвижного пояса теперь представляется несомненной. Доказательством этому служит характер осадков и складчатости палеозойских отложений этой зоны, обнаруживающий широкое развитие вулканогенных пород, сильную смятость, пloyчатость и всегда направленное опрокидывание складок к северо-западу. Наряду с этим, разрез палеозойских отложений Лемвинской зоны по сравнению с другими частями загэосинклинальной области и разрезом Елецкой зоны является сокращенным. В свете этих данных Лемвинскую структурно-фациальную зону необходимо рассматривать как одну из интрагэоантиклиналей в варисском подвижном поясе.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Общий план геоморфологического строения территории обнаруживает тесную связь со структурным планом (рис.2). В первую очередь это сказывается в обособлении областей поднятия и относительного погружения. В области гор и предгорий связь современного орографического плана со структурами выражена особенно отчетливо. Центральный или водораздельный и Передовой хребты отвечают антиклиналям, межгорные депрессии связаны с синклиналями. К Передовому антиклиналу приурочены наиболее возвышенные части предгорий и значительная часть останцовых возвышенностей. Линией крутого надвига подчеркнута прямолинейность границы гор. Связь рельефа со структурным планом в значительной мере подчеркнута литологией, так как антиклинали сложены преимущественно наиболее плотными вулканогенными породами, в то время как в синклиналях залегают сланцы и песчаники грубеинской свиты. В строении территории выделяются следующие крупные генерации рельефа: а) вершинная денудационная поверхность; б) крутой рельеф горных склонов; в) поверхность высоких предгорий и связанные с ней днища межгорных депрессий; г) поверхность низких предгорий и связанные с ней днища межгорных депрессий; д) подгорная денудационная равнина; е) аккумулятивная равнина Усинско-Лемвинской депрессии; ж) эрозионный рельеф склонов речных долин.

Вершинная денудационная поверхность. Верхний денудационный уровень, в пределах которого колеблются все высшие отметки гор, расположен на высоте 1000-1200 м. Только вершина Грубеиз (в истоках р.Грубевож), достигающая 1435,8 м, и вершина Лемваиз (в истоках р.Лемвы) - 1473 м - поднимаются над уровнем водораздела. В пределах поверх-

ности широкое развитие получают системы нагорных террас, ступенчато спускающиеся вдоль хребта. Именно с ними и связаны совершенно плоские участки, венчающие вершины гор. Вершинная поверхность Центрального хребта, достигающая высоты 1200 м, срезает вулканогенные толщи. Хребет имеет ширину 6-7 км. Системы плоских форм в пределах верхнего денудационного уровня образуют широкие изолированные пятна, разделенные участками крутого рельефа нижнего яруса. Ширина сохранившихся участков выровненной поверхности достигает в верховьях р.Прав.Грубею 1,5-2 км.

В пределах описываемой поверхности широко развиты небольшие вытянутые по простиранию гряды - отпрепарированные пластовые тела диабазов. Более низкими отметками (до 900 м) характеризуется вершинная поверхность хребта, расположенного на восточном склоне Урала. Она срезает здесь гранитный и габбро-амфиболитовый массивы и характеризуется плоским рельефом. Распределение высот в пределах верхнего денудационного уровня обнаруживает общий наклон вершинной поверхности от центральной части хребта и его периферии на юго-восток и северо-запад.

Я р у с к р у т о с к л о н н о г о р е л ь е ф а занимает основную площадь гор. Амплитуда высот в его пределах достигает 600 м. Наибольшей крутизной отмечаются склоны к поперечным долинам рек Воравож, Прав. и Лев.Грубею, Хаймы, Парнокаю, Лемвы и Тыкотловы. Прямолинейностью и крутизной отмечается западный склон гор. Крутосклонный рельеф развит в пределах отложений разного литологического состава. Литологический состав и структурный план сказываются в особенностях рельефа склонов. Наиболее мягкие очертания склонов возникают на площади развития сланцевых толщ. В области распространения вулканогенных толщ и гранитоидов склоны характеризуются большой крутизной. Склоны к продольным депрессиям и долинам, расположенным параллельно простиранию структур, приобретают ступенчатый характер. Отпрепарированные пластовые интрузии диабазов образуют вытянутые вдоль склонов гряды и создают основу для дальнейшего своеобразного хода расчленения склонов. Такой характер расчленения имеет юго-восточный склон Центрального хребта, в истоках р.Грубею Восточная, обращенный к продольной депрессии.

По межгрядовым понижениям закладываются мелкие водотоки, глубоко врезаемые в устьевых частях при впадении в эрозионную долину, дренирующую склон. Горные склоны завалены крупноглыбовыми россыпями, иногда до самой бровки. Скалистые части склонов изоборождены эрозионными бороздами и рывтинами путей лавин и камнепадов. Огромные конусы крупноглыбовых осыпей закрывают нижние

Рис.2. Схема геоморфологического строения
(Составил А.Д.Миклухо-Маклай)

Т и п ы р е л ь е ф а: I - область гор: 1 - выровненная вершинная поверхность мезозойского времени (домеловая) поверхность субазральной денудации, переработанная нивально-солифлюкционными процессами в четвертичное время, 2 - рельеф горных склонов, связанных в своем развитии с поверхностью предгорий (Cr-Pg?), 3 - рельеф горных склонов, переработанных в результате эрозионного цикла неоген-четвертичного времени (N-Q), с последующей ледниковой обработкой (Q_{III}-Q_{IV}); II - область высоких предгорий: 4 - выровненная поверхность высоких предгорий и межгорных депрессий; поверхность субазральной денудации (меловая), 5 - рельеф горных склонов, связанный в своем развитии с поверхностью низких предгорий, 6 - рельеф склонов, переработанных новейшим эрозионным циклом (N-Q), местами с последующей ледниковой обработкой; III - область низких предгорий: 7 - выровненная поверхность предгорий и межгорных депрессий; поверхность субазральной денудации верхнемелового времени; IV - предгорная наклонная денудационная равнина: 8 - абразионная поверхность верхнемелового бассейна (Cr₂); V - эрозионный рельеф склонов речных долин (N-Q): 9 - крутые и мягкие неясно террасированные склоны речных долин; VI - аккумулятивные равнины Усинско-Лемвинской депрессии на погруженной поверхности верхнемеловой аккумуляции и речные террасы: VII - IV надпойменная терраса и древние долины (Q_{III}^I), VIII - II надпойменная терраса и более высокие террасы нерасчлененные, IX - I надпойменная терраса и I надпойменная терраса и пойма нерасчлененные (Q_{IV}). **Ф о р м ы р е л ь е ф а:** I3 - цирки; I4 - трог; I5 - морена горного оледенения; I6 - морена верхнечетвертичного покровного оледенения; I7 - древние долины

части склонов, крупные глыбы обвалов и камнепадов разбросаны у их подножья. Мелкозернистый материал скопывается на отдельных изолированных участках. На северо-западном склоне Центрального хребта, обращенного к продольной межгорной депрессии, хорошо прослеживается перегиб на отметках 700–800 м, отвечающий древнему днищу межгорной депрессии. Этот перегиб, расположенный на высоте 200–250 м над современным дном долины, фиксирует границу двух этапов в развитии горных склонов. Горы несут следы свежей ледниковой обработки. Долины имеют форму трогов, вершины их замкнуты цирками и заключают реликтовые ледники и снежники (ледник озера с отм. 608,0). В цирках и троговых долинах и у входа из гор расположены моренные накопления горного оледенения.

Денудационная поверхность высоких предгорий, высоты которой колеблются от 400–500 до 800 м, имеет наиболее широкое распространение в верховьях р. Лемвы, в бассейне рек Парнокаю и Хаймы, а также в пределах межгорной депрессии восточного склона. Здесь она занимает обширные пространства междуречий, высоты в ее пределах достигают максимальных отметок, колеблясь от 550 до 700 м, превышая в останцовых возвышенностях 800 м. Это обычно волнистая поверхность с мягкими склонами, в пределах которой выделяются участки плоских форм, венчающих высшие участки поверхности. Почти повсеместно системы плоских форм связаны с развитием нагорных террас. Такие плоские поверхности сопровождают хр. Тисванз, возвышенности антиклинали восточного склона и все мелкие останцовые возвышенности, обусловленные выходами более стойких пород – конгломератов, грубозернистых песчаников, пластовых тел диабазов и других.

По мере движения на северо-запад и юго-восток (на восточном склоне) к периферии гор, высоты поверхности постепенно снижаются и она сохраняется в виде отдельных пятен на изолированных возвышенностях останцового типа. В соответствии со значительным понижением вершинной поверхности здесь происходит и понижение до 400–500 м поверхности высоких предгорий. Уровень высоких предгорий хорошо прослеживается вдоль передового склона гор. В южной части района он отчетливо выражен в виде террасовидного перегиба на склоне, обращенном к предгорьям. В северной части района он образует широкие наклонные поверхности. В глубине гор с поверхностью высоких предгорий связаны в своем развитии межгорные депрессии. Таковы высокая межгорная депрессия, вытянутая у подножья водораздельного гребня Народо-Иттинского кря-

жа, в истоках рек Лемвы и Парноки, а также обширная межгорная депрессия восточного склона. Далее на северо-восток в истоках р.Мал.Хаймы депрессия западного склона продолжается в виде террасовидного уступа над межгорной депрессией более низкого уровня. Мощность покрова рыхлых отложений в пределах денудационной поверхности ничтожна. На больших площадях она прикрыта лишь щебнем, местами крупноглыбовым элювием. Ледниковые отложения незначительной мощности встречаются пятнами главным образом в понижениях. Часто они представлены лишь отдельными валунами и галькой. Подножье гор большей частью сопровождается широким пролювиальным шлейфом.

Поверхность низких предгорий и связанные с ней днища межгорных депрессий. В бассейне рек Грубею и Воравож непосредственно у подножья гор простирается обширная плоская или волнистая денудационная поверхность низких предгорий и гор. Заходящая по широким древним долинам и депрессиям в область высоких предгорий, она постепенно поднимается по направлению к горам, у основания которых высота ее достигает 500 м. По направлению на север и северо-запад высоты снижаются до 250-300 м. В бассейне р.Грубею отчетливо выражена предгорная депрессия, вытянутая вдоль подножья гор. Так же как и вершинная поверхность и поверхность высоких предгорий, предгорная денудационная поверхность срезает отложения разного литологического состава. Это филлиты и песчаники ордовика, реже породы вулканогенных толщ и другие отложения. Однако литологический состав определяет своеобразные черты денудационной поверхности. Ее характерной особенностью является наличие останцовых возвышенностей, обусловленных выходами более плотных пород.

В пределах поверхности низких предгорий встречаются останцовые возвышенности денудационной поверхности высоких предгорий (в бассейне рек Грубею и Воравож). По направлению к северу останцовые возвышенности исчезают. Волнистая поверхность постепенно снижается, образуя местами выраженную ступень к денудационной подгорной равнине, только в западной части района в бассейне р.Лемвы. На остальной территории переход к предгорной равнине постепенный и граница между предгорьями и подгорной равниной является условной.

Речные долины в пределах волнистой равнины, прилегающей к горам, слабо врезаны. Реки бассейнов Грубею, Воравож, Хаймы и Лемвы текут в широких развернутых долинах и сопровождаются низкой террасой, постепенно переходящей в склон. Краевая часть

предгорной равнины характеризуется глубоким врезом речных долин, сопровождающихся здесь высокими эрозионными уровнями. Продольные профили рек в этой части образуют переломы. Вдоль долины р.Харуты наблюдаются врезанные меандры. Мощность четвертичных отложений в пределах предгорной равнины незначительна. Она затянута прерывистым плащом моренных суглинков. На значительных площадях элювий коренных пород выходит непосредственно на поверхность. Значительные скопления крупного валунника наблюдаются в предгорной депрессии. В бассейнах рек Прав.Грубею, Парнокаю, Лемвы, Петравожа и Воравожа отмечены небольшие "пятна" холмистого ледникового рельефа.

К северу от поверхности предгорий простирается с л а б о в о л н и с т а я д е н у д а ц и о н н а я р а в н и н а. Высоты ее в пределах колеблются от 180–200 до 260 м. Денудационная равнина полого наклонена на север и северо-запад, где она постепенно погружается, скрываясь под четвертичными отложениями Усинско-Лемвинской депрессии. Только в бассейнах рек Харуты и Воравож переход этот подчеркнут полосой развития эрозионного рельефа. Вблизи северной границы денудационной равнины в обнажениях вдоль рек появляются выходы базальных слоев мела, трансгрессивно налегающего на более древние толщи.

Если в пределах предгорий чехол четвертичных отложений разорван, то здесь он почти сомкнут, однако мощность его остается незначительной, часто не достигая метра. Основные речные долины здесь глубоко врезаны и сопровождаются серией террас. Вдоль долин вытянуты узкие полосы эрозионного рельефа. Сильно расширяется площадь эрозионного рельефа в низовьях р.Воравож, где она захватывает значительную часть междуречья Воравожа и Харуты, в то время как вдоль р.Харуты сужается, несмотря на то что р.Харута врезана здесь более чем на 30 м в окружающую равнину.

Характерной особенностью рельефа предгорий и предгорной денудационной равнины является наличие следов древних речных долин, привязанных к высоким эрозионным уровням. В соответствии с общим структурным планом, подавляющее число отрезков долин имеет северо-восточное простирание. В пределах предгорий это долина, соединяющая бассейны рек Хаймы и Грубею и достигающая ширины 2 км. Она имеет своим продолжением участки древних долин на междуречье Грубею и Воравожа, Воравожа и Харуты. Севернее, в пределах предгорной равнины, прослеживаются участки, параллельные древней долине. Мощность осадков, выполняющих долины, не известна, но вряд ли значительна.

Под маломощным слоем ледниковых суглинков шурфами здесь были вскрыты пески с галькой мощностью до 3 м, залегающие на коренных породах. Вдоль долины, соединяющей реки Хайму и Грубею, широко развиты флювиогляциальные пески и галечники. Обширная древняя долина, имеющая меридиональное направление, соединяет долины рек Кожима, Лемвы и Парнокаю, направление ее обусловлено тектоническим нарушением.

У северной границы территории листа начинается область аккумулятивных равнин Усинско-Лемвинской депрессии, расположенной уже за пределами территории листа Q-4I-XX.

Эрозионный рельеф склонов речных долин развит главным образом в северной части района. Он протягивается узкими полосами вдоль долин в область низких предгорий и подгорной денудационной равнины. Амплитуды высот в его пределах не превышают 100 м. Террасовые уступы на склонах отмечают ряд этапов в развитии этого рельефа, подвергнувшегося неоднократной переработке по отношению к изменяющимся базисам эрозии. В целом он отвечает новейшему этапу развития территории, начавшемуся в конце неогена. Рассмотрение речных долин позволяет отметить следующие особенности их строения:

1) изменения характера речных долин на отдельных отрезках отражают границы выделенных основных геоморфологических единиц: области гор, денудационных поверхностей предгорий, подгорной денудационной равнины и Усинско-Лемвинской депрессии; 2) современные долины на отдельных участках используют древние долины; с последними связано наличие высоких денудационных уровней; 3) анализ строения речных долин и продольных профилей рек позволяет выделить вдоль северной части западных предгорий полосу наиболее интенсивного врезания речных долин и перелома продольного профиля рек; полоса эта вытянута в северо-восточном направлении параллельно общему простиранию структур; 4) несмотря на большое падение рек в пределах денудационной поверхности предгорий, долины их слабо врезаны и сопровождаются обычно тремя надпойменными террасами.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Q-4I-XX полезные ископаемые представлены полиметаллами, золотом, молибденом и строительными материалами.

Парнокское рудопоявление полиметаллов расположено в правом борту долины р. Прав. Парнокаю у слияния составляющих ее рек. Полоса с рудопоявлениями полиметаллов расположена в поле развития отложений нижнего ордовика и приурочена к контакту субинтрузивного массива ортоклазовых кварцевых порфиров^{х/} с вулканогенно-терригенными отложениями грубинской свиты (О₁g¹). Собственно породы рудной зоны представлены плотными, светло-зелеными, серицитовыми сланцами, прорезанными сетью кварцевых прожилков и жил (мощностью до 2 см) с баритом, пиритом, халькопиритом, к которым приурочены прожилково-вкрапленные и гнездообразные выделения (7-8 см в поперечнике) полиметаллов. Кроме того, непосредственно в кварцсерицитовых породах без видимой связи с кварцевыми прожилками местами наблюдается густая вкрапленность халькопирита и галенита. Видимая протяженность рудной зоны в правом склоне долины р. Прав. Парнокаю около 0,3 км при ширине около 3-5 м. На левом склоне долины р. Прав. Парнокаю, на простирании рудной зоны правого склона, коренные развилки серицитовых сланцев и пород вулканогенно-терригенной толщи прослеживаются еще на 0,5 км. В породах наблюдается спорадическая мелкая вкрапленность галенита, халькопирита и пирита, а также местами густая сеть кварцевых прожилков и мелких кварцевых (до 4 см) жил, несущих в зальбандах халькопирит и галенит. Под микроскопом в рудах установлены: галенит (основная масса), пирит, халькопирит, сфалерит, халькозин, золото, барит и баритоцелестин. Галенит образует зернистые агрегаты и ксеноморфные вкрапления. Полуколичественным спектральным анализом в мономинеральном галените обнаружены примеси: серебро (более 0,005%), висмут (0,1%), кадмий (0,10%), цинк (0,1-0,3%). Пирит встречается в виде эвгедральных зерен размером до 3 мм и в мелких ангедральных зернах размером до 0,05 мм. Нередко овальные, как бы вкрапленные зерна пирита наблюдаются внутри агрегатов галенита. Халькопирит присутствует в виде неправильных зерен размером 0,01-0,05 мм. Сфалерит встречается в переменных

^{х/} Ортоклазовые кварцевые порфиры являются фауной аляскитовых гранитов.

количествах от десятков знаков до 600–700 г/м³. Отмечается присутствие как марматита, так и клейофана. Золото находится в сростании со сфалеритом. Это неправильные зерна размером 0,05–0,1 мм.

Химический состав полезных компонентов в рудах приведен в таблице.

Химический состав полиметаллических руд

№ борозд- вой пробы	Содержание, %						
	Свинец	Цинк	Медь	Сумма редких	Герма- ний	Золото	Сереб- ро
1	1,48	-	-	-	Не обна- ружено	-	-
2	4,00	-	0,08	Следы	-	-	-
3	0,86	-	-	-	-	0,4	26,8
4	10,14	0,18	-	-	-	-	-

Парнокское полиметаллическое рудопроявление расположено в 70 км от ж.-д.ст.Инта.

Р е д к и е м е т а л л ы

Молибден

В верховьях р.Бол.Лемвы, у устья р.Перна-Шор, в восточном и западном эндоконтактах массива аляскитовых гранитов, содержится значительная вкрапленность молибденита (10). В западном эндоконтакте аляскитовые граниты метасоматически окварцованы и содержат темно-фиолетовый флюорит и гематит. Окварцованная площадь сильно заохрена молибденом. В восточном эндоконтакте рудопроявления молибденита менее значительны по площади. Здесь они приурочены к бортам узкой долины р.Перна-Шор. По данным химических анализов штучных проб, содержание в них молибдена и вольфрама – 0,017 и 0,0035%.

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото (17)

В верховьях р.Бол.Лемвы на северо-западном склоне водораздельного хребта, в 4 км на север-северо-восток от вершины горы

Лемваиз (I7), среди крупноглыбовых развалов габбро-диабазов, расположена полоса интенсивно заохренных и пиритизированных филлитов грубеинской свиты (O_1g^1). Оруденение представлено главным образом серией мелких (0,03–0,05 мм) кварц-пиритовых жил и прожилков и одной кварцевой жилой мощностью до 1–1,2 м, приуроченных к приконтактной зоне габбро-диабазовых тел с филлитами. Как кварцевые жилы, так и их зальбанды несут густую вкрапленность пирита, который большей частью выщелочен и жильный кварц превращен в пористую ноздреватую кварцевую породу. Заохренная зона прослеживается по простиранию до 0,85 км при видимой ширине в 1,5–2 м.

Детальный минералогический анализ проб из заохренной зоны показал, что кроме пирита они содержат галенит, сфалерит, серебро и самородное золото. Золото обнаружено во всех пробах и содержание его колеблется в широких пределах: от нескольких знаков до 250–300 знаков на 5–7 кг отмытой породы. Золото имеет неправильную пластинчатую и крючковатую форму, реже встречаются дендриты и октаэдрические кристаллы. Цвет его золотисто-желтый или бледно-золотистый. Анализ пяти проб показал нижеследующее содержание золота и серебра (в г/т): проба I – золота 32,6; серебра 5,2; 2 – золота 7,2; серебра 4,4; 3 – золота 7,6; серебра 4,4; 4 – золота 3,2; серебра 4; 5 – золота 4; серебра 6.

Рудная зона расположена в 80 км от ж.-д.ст.Инта на абсолютной отметке 980 м.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Территория листа Q-4I-XX обладает значительными запасами строительных материалов, среди которых следует отметить диабазы, доломиты, кварциты, глины, пески и галечники.

И з в е р ж е н н ы е п о р о д ы

Диабазы и базальтовые порфириты (I, 2, 3, 4, 5, 8, II, I2, I6)

Диабазы и базальтовые порфириты слагают Народо-Итьинский край, а также обнажаются в западных и восточных предгорьях края в виде протяженных и мощных пластовых тел. Они легко могут быть использованы для дорожных покрытий как в необработанном виде, так и в форме брусчатки и шашки; запасы их практически неисчерпаемы.

Карбонатные породы

Доломиты (I4)

Доломитами сложены силурийские отложения южных и юго-западных отрогов хр.Тисваиз. Доломиты являются химически чистыми, так как содержание $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ не превышает 30%. Они могут быть использованы для производства огнеупоров, цементного сырья и в качестве флюсов в черной металлургии. Вероятно, они могли бы быть использованы и для производства металлического магния.

Обломочные породы

Кварциты (6, 9, I3)

Кварциты широко распространены в отложениях среднего девона хр.Тисваиз. Химический анализ белых разновидностей кварцитов показал, что они могут быть использованы в черной металлургии для производства ферросплавов. Анализ проб показал нижеследующие содержания окислов (в %): H_2O - 0,12; SiO_2 - 94; TiO_2 - 0,32; Al_2O_3 - 2,72; Fe_2O_3 - 1,0; CaO - 1,03; MgO - 0,05; MnO -следы; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - 0,16; SO_3 - 0,37; п.п.п. - 0,89. Окрашенные разновидности кварцитов могут быть использованы как строительные и облицовочные материалы.

Глинистые породы

Глины (I8)

Выходы глин на территории листа известны лишь в долине р.Лемвы. Выходы эти расположены в левом борту долины в 5 км к юго-западу от отметки уреза II3,7. Здесь, в оползневом амфитеатре, обнажена толща сине-серых озерных или лагунно-гляциальных глин, генетически связанных с ледниково-морскими отложениями среднечетвертичного отдела.

Глины обладают щебенчатой отдельностью, неяснослоистые, очень плотные, содержат мелкую гальку преимущественно черных и белых кремней. В основании толщи лежат типичные ленточные глины. В них очень тонкие (1-2 мм) ленты перемежаются с лентами толщиной до 10 мм и больше. Видимая мощность толщи глин равна 24 м. Глины покрыты песчано-галечно-валунными отложениями III надпойменной террасы, имеющими мощность до 3-3,5 м. Результаты химического анализа глин оказались весьма близкими к данным анализа глин

из ледниково-морских отложений (в %): H_2O - 1,25; SiO_2 - 71,84; FeO - 1,20; Fe_2O_3 - 1,84; Al_2O_3 - 14,22; CaO - 1,03; MgO - 1,18; MnO - 0,07; SO_3 - 0,08; P_2O_5 - 0,13; п.п.п. - 4,25. Озерные глины составляют лишь южное окончание обширного поля ленточных, расположенного к северу от описываемой территории, в бассейнах рек Лемвы и Усы.

Пески и галечники (19, 20, 21)

Пески и галечники имеют в районе ограниченное распространение. Они встречены в долине р. Лемвы, в 1,3 км ниже устья р. Мал. Надоты и вскрыты канавами и шурфами на междуречье Мал. и Нижн. Надоты. Здесь, под валунными суглинками морены последнего покровного оледенения (gl III²) мощностью до 1,2 м, повсеместно залегают песчано-гравийно-галечные отложения, содержащие редкие крупные валуны пород уральского метаморфического комплекса. В большинстве шурфов преобладают песчаные отложения. Песок серый или желтовато-бурый, средне- и крупнозернистый. Видимая мощность песчано-гравийно-галечной толщи колеблется в пределах от 12-15 до 25-27 м. Химический анализ песков показал (в %): H_2O - 0,34; SiO_2 - 89,78; Fe_2O_3 - 1,25; Al_2O_3 - 4,04; FeO - 0,54; CaO - 0,51; MgO - 0,54; MnO - 0,02; SO_3 - 0,08; P_2O_5 - 0,01; п.п.п. 1,1.

Песчано-гравийно-галечные осадки с линзами супесей слагают отложения II, III и IV надпойменных террас рек описываемой территории.

Ввиду того, что район расположен вдали от промышленных центров и в неблагоприятных условиях, стройматериалы в настоящее время практического интереса представлять не могут.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Результаты шлихового опробования. Шлиховое опробование в объеме 1850 шлиховых и 48 проболочных проб проведено по всей гидросети территории листа. Изучение шлихов показало, что минеральный состав шлихов и характер их распределения зависит не только от коренных пород бассейна реки, но и от состава дренируемых реками ледниковых толщ. Полезные минералы шлихов представлены: магнетитом, цирконом, ильменитом, хромитом, монацитом, шеелитом, золотом, молибденитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, вульфенитом, ванадинитом и ко-

рундом. Незначительный вес тяжелой ($0,65 \text{ кг/м}^3$), а также электромагнитной фракций указывает на то, что район не может считаться перспективным в отношении возможности открытия промышленных россыпей черных, цветных и благородных металлов.

Результаты металлометрического опробования. Металлометрическим опробованием в объеме 12500 проб исследована вся описываемая территория, за исключением северо-западной части, где четвертичный покров имеет значительную мощность. Металлометрическое опробование показало, что ореолы рассеяния меди пространственно тяготеют к вулканогенным толщам. Повышенные содержания свинца в пробах приурочены к гранитным массивам.

Приведенный фактический материал показывает, что территория листа Q-4I-XX должна считаться перспективной в отношении возможного нахождения месторождений полиметаллов и золота. Обстановка Парнокского рудопроявления полиметаллов и общие геологические условия региона с несомненностью показывают, что поиски полиметаллов должны быть сосредоточены преимущественно в районах распространения кислых вулканитов кокпельской свиты. Поисковые работы должны вестись только на основе производства геологосъемочных работ в масштабе 1:50 000. Главной задачей этих работ должно явиться детальное фациальное расчленение кислых вулканитов кокпельской свиты с одновременным выявлением приуроченности оруденения к конкретным фациям вулканитов. Так, в первую очередь поисково-съемочные работы должны быть направлены на установление в полях развития кислых вулканитов жерловых фаций палеовулканов и субинтрузивных тел кварцевых порфиров, обычно несущих оруденение. Кроме того, особое внимание должно быть обращено на выявление участков распространения кварц-серицитовых пород и полос так называемых осветленных вулканитов.

Поиски золота необходимо сосредоточить только вдоль восточного контакта аляскитовых гранитов. Вдоль восточного контакта этих гранитоидов расположены многочисленные пиритизированные зоны, генетически связанные с аляскитами, а главное, локализованы почти все кварцевые жилы, сопровождающие этот гранитный массив. Поиски кварцевых жил и пиритизированных зон следует проводить у восточного контакта массива собственно только в узкой полосе распространения метаморфизованных филлитов грубеинской свиты, так как ограничивающие с востока грубеинскую свиту вулканиты кокпельской свиты содержат лишь редкие жилы молочно-белого кварца, не несущего видимого оруденения.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды района приурочены к четвертичным и палеозойским отложениям. Они отличаются как по характеру циркуляции, так и по химическому составу и степени минерализации.

Воды четвертичных отложений

Среди вод четвертичных отложений выделяются: болотные воды, верховодка и грунтовые воды.

Область болотных вод расположена в северо-западной части территории листа. Они характеризуются слабым стоком, имеют гнилостный запах и значительное количество органических остатков.

Верховодка приурочена к верхнему горизонту элювиально-делювиальных суглинков и супесей. Глубина залегания этих вод 0,3–1,1 м; мощность водоносного слоя 0,2–0,3 м. Водопором служат глины, суглинки и коренные породы. Питанием для них служат атмосферные осадки. Приток этих вод обычно небольшой. Воды содержат много нефiltrуемой мути. Общая жесткость верховодки составляет 1,6–2,6 мг·экв/л; карбонатная жесткость – 1,6–2,1 мг·экв/л. Окисляемость по Куббелю – 20; pH равно 7,4–7,5; щелочность – 1,6–2,1 мг·экв/л. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатно-кальциевым.

Грунтовые воды четвертичных отложений приурочены к аллювию речных террас, ледниковым и флювиогляциальным отложениям. Выходы вод из аллювиальных песчано-гравийно-галечных образований приурочены обычно к основанию нижних террас. Источники характеризуются незначительным расходом. Воды ледниковых отложений приурочены к флювиогляциальным и древнеаллювиальным песчано-галечным осадкам. Водопором для них служат ледниковые суглинки или коренные породы. Движение этих вод направлено к пониженным участкам рельефа, где они выходят на дневную поверхность в виде источников с дебитом, не превышающим 2–3 л/сек. Химический анализ вод из ледниковых отложений показал, что они относятся к I классу. Сухой остаток составляет 60 мг/л. Общая и карбонатная жесткость равны 0,9 мг·экв/л. Окисляемость по Куббелю – более 20; pH равно 7,5. По химическому составу грунтовые воды четвертичных отложений, так же как и верховодка, относятся к гидрокарбонатно-кальциевым.

Воды из палеозойских отложений относятся к типу трещинных,

и выходы их почти все приурочены к нерасчлененным отложениям верхнего протерозоя и кембрия, а также ордовика и гранитоидам. Они имеют значительное распространение в районе. Источники, связанные с вулканогенными породами, расположены в долинах всех рек, дренирующих вулканогенные толщи. Дебит их колеблется в пределах 2–10 л/сек. Вода прозрачная, без запаха и вкуса. Сухой остаток 40–48 мг/л. Общая и карбонатная жесткость равна 0,50–0,55 мг·экв/л. Окисляемость по Куббелю 16–20; pH равно 7,05–7,1. Щелочность 0,6–0,7 мг·экв/л. Воды относятся к IV классу по Щукареву С.А. и являются гидрокарбонатно-кальциево-натриевыми.

Воды источников, связанных с филлитами грубинской свиты, по химическому составу делятся на два типа. Воды первого типа наблюдаются в источниках, выходящих в верховьях долин рек Хаймавож и Пальник-Шор. Дебит источников 2–6 л/сек. Вода холодная, без вкуса, запаха и цвета. Сухой остаток – 32–44 мг/л. Общая и карбонатная жесткость равна 0,3–0,4 мг·экв/л. Окисляемость по Куббелю – 16–20; pH равно 7–7,2. Щелочность – 0,5–0,7. Воду второго типа дают источники, расположенные в среднем течении р.Нарнокая. Дебит – 0,5–2 л/сек. Вода без цвета, запаха и вкуса. Сухой остаток 40–42 мг/л. Общая и карбонатная жесткость – 0,3–0,4 мг·экв/л; pH – 7,05–7,1. Щелочность – 0,5–0,6. Вода отличается от вод первого типа большим содержанием кальция.

Единственный источник из отложений качамыльской свиты отмечен в верховьях р.Мал.Надоты. Дебит – 50 л/сек. Общая жесткость – 0,2 мг·экв/л; pH – 7,1. Вода по составу относится к гидрокарбонатно-кальциево-магниевому типу. Источники, связанные с гранитоидами, многочисленны. Воды их напорные. Дебит колеблется в широких пределах – от 2 до 75–100 л/сек. Вода всегда прозрачная, без запаха и вкуса. Температура пониженная до +4°C. По химическому составу воды оказались гидрокарбонатно-кальциево-натриевого типа. Общая и карбонатная жесткость их равна 0,3–0,6 мг·экв/л; pH – 7–7,45; щелочность – 0,5–0,9.

Многолетняя мерзлота

Многолетняя мерзлота носит островной характер. Наиболее широко она развита в северо-западной и западной частях района, в местах развития современных озерно-болотных образований. Верхняя граница многолетней мерзлоты, как правило, совпадает с нижней границей летнего оттаивания и зависит от экспозиции склона и характера рельефа. В депрессиях рельефа и на северных склонах она повышена, на положительных формах рельефа и южных склонах –

понижена. Глубина залегания верхней границы многолетнемерзлой толщи колеблется от 0,7 до 2,9 м. Нижняя граница ее не установлена.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

А л е ш к о в А.Н. Обзор деятельности Уральской ледниковой экспедиции. Вып. IV. 1936.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Два комплекса палеозоя на Западном склоне Полярного Урала. "Советская геология", № 6, 1945.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г., П о г о р е - в и ч В.В., Э й н о р О.Л. Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутинского угленосного района. "Советская геология", № 33, 1946.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Геологические исследования в бассейнах рек Ельца, Сарт-Ю, Кечь-Пеля (аннотация). Изв. Главн. упр. геол. фондов, вып. IV. 1947.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Силур и девон Западного склона Полярного и Приполярного Урала. Сообщ. по унифик. стратиграф. схеме Урала и соотнош. древних свит Урала и Русск. платф. Тезисы докл. Л., 1956.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Итоги работ на Западном склоне Полярного Урала и общие вопросы структуры. Матлы совещ. по итогам геол. работ на террит. Коми АССР за 1948-1953 гг. Сыктывкар, 1956.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны. Бюлл. МОИП, т. XXXV, вып. 3, 1960.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Силур Лемвинской фациально-структурной зоны. Бюлл. МОИП, т. XXXVI, вып. 3, 1961.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. К вопросу о строении северной оконечности Полярного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1961.

В о й н о в с к и й - К р и г е р К.Г. Девон Лемвинской фациально-структурной зоны. Бюлл. МОИП, т. 37, вып. 2, 1962.

Геология СССР, т. XIII, ч. I (Геологическое описание). Изд-во "Недра". 1964.

Г е с с е В.Н. Предварительные результаты геологических работ в бассейне р.Паги (Приполярный Урал). Мат-лы по геол. и полезн.ископ. Северо-Востока европейской части СССР. Бюлл.І. Госгеолтехиздат, 1961.

Г е с с е 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, 1961.

Г о р с к и й В.П. К вопросу о корреляции пермских отложений Камского Приуралья и Печорского каменноугольного бассейна. Сб. "Материалы по геологии Урала". Тр.ВСЕГЕИ, новая серия, т.67. Л., 1961.

Государственная геологическая карта СССР масштаба І:І 000 000, лист Q-4I (Воркута). Госгеолтехиздат, 1958.

Геологическая изученность СССР. Коми АССР, т.5, вып.І. Сыктывкар, 1961.

Д о л г у ш и н Л.Д. Некоторые особенности рельефа, климатологии и современной денудации в Приполярном Урале. Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1951.

Е л и с е е в К.П. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала. Информац.сб.ВСЕГЕИ, вып.4. 1960.

З а в а р и ц к и й А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. В кн. "Избранные произведения". Том І. АН СССР, 1958.

К а л е ц к а я М.С., М и к л у х о - М а к л а й А.Д. Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала. АН СССР, 1952.

К а л е ц к а я М.С., М и к л у х о - М а к л а й А.Д. Верхнемеловая кора выветривания на западном склоне Полярного Урала. ДАН СССР, т.139. 1961.

К а л е ц к а я М.С. К стратиграфии четвертичных отложений Печорского бассейна. В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР". Вып.І. Госгеолтехиздат, 1961.

К е м м е р и х А.О. Гидрография Северного, Приполярного и Полярного Урала. АН СССР, 1961.

Л ь в о в К.А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. "Советская геология", сб.55, 1957.

Л ь в о в К.А. Протерозой и нижний палеозой Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, № І. 1958.

Л ь в о в К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. Труды НИИГА, т.105, вып.11. 1959.

М а р к и н В.В. Ордовик и силур Западного склона Приполярного и Полярного Урала. Труды геол.музея им.А.П.Карпинского. АН СССР, 1960.

М о р к о в к и н а В.Ф. Метасоматическое преобразование гипербазитов. Труды ИГЕМ АН СССР, вып.77. 1962.

М и к л у х о - М а к л а й А.Д. Проявление вулканизма на площади Печорского угольного бассейна и Западного склона Полярного Урала. Мат-лы по геол. и полезн.ископ. Северо-Востока европейской части СССР, вып.1. 1961.

М и к л у х о - М а к л а й А.Д. Доордовикский вулканизм западного склона Полярного и Приполярного Урала. Труды Уральск. петрографич.совещ.

М и к л у х о - М а к л а й А.Д., Л ь в о в К.Г. Древний (доордовикский) вулканизм Полярного и Приполярного Урала и связанные с ними рудопоявления. "Советская геология", № 1.1960.

О с а д ч е в Б.Е., И в а н о в а А.Н. Геологическое строение бассейна рек Нямы, Лядгей и Бол.Хууты (Полярный Урал). Труды НИИГА Главсевморпути, т.49. 1952.

Р а а б е н М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Тр.Геол.ин-та, вып.35. 1959.

С о к о л о в Б.С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Тр.ВНИГРИ. Геол.сборник № 3, вып.126. 1958.

С и р и н Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. Госгеолтехиздат. 1962.

Ф и ш м а н М.В. Геологическое строение и горные породы хр.Сабли. Тр.Коми фил.АН СССР, Сыктывкар. 1956.

Ч о ч и а Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Тр.ВНИГРИ, новая серия, вып.91. Л., 1955.

Ф о н д о в а я х/

Б е л о у с о в А.П., К о н е в П.П. Сводный отчет Полярной партии № 2 за 1956-1958 гг. Геологическая карта Полярного Урала, масштаба 1:200 000, лист Q-41-XVI. 1959.

х/ Литература, местонахождение которой не указано, хранится в фондах Ухтинского территориального геологического управления.

Белякова Л.Т. Ордовикские отложения бассейна р.Лемвы. 1961.

Большаков. Магнитометрическая съемка масштаба 1:200 000 Полярного Урала и прилегающих областей Русской платформы. 1960.

Войновский - Кригер К.Г. Геологическое строение южной части бассейна р.Лемвы. Исследования 1943 г. 1944.

Войновский - Кригер К.Г. Геологические исследования в верховьях р.Лемвы. Фонды ВКГРЭ. 1952.

Войновский - Кригер К.Г. Стратиграфия и тектоника западного склона Полярного Урала (от 65°30' с.ш. до 67°30' с.ш.). 1954.

Волков С.Н. Геологическое строение Полярного Урала в районе верховьев рек Лемвы и Хулги (Ляпина). Отчет о работе Лемвинского отряда ПУЭ. 1940.

Гафаров Р.А. Отчет об аэромагнитной съемке на Ухта-Печорском участке за 1954 г. Новосибирская экспедиция. 1958.

Гессе В.Н., Пиотровская Г.С. Геологическое строение южной трети листа Q-4I-XV. 1958.

Гессе В.Н., Гранович И.Б. и др. Геологическое строение района верховий левых притоков рек Кок-Пелы, Игдей, Яган, Чигим-Харуты и Харуты на Полярном Урале (отчет Чигим-Харутской партии по работам 1959 г.). 1960.

Гранович И.Б., Гессе В.Н., Пиотровская Г.С. Отчет о результатах поисково-опробовательских работ на медь в верховьях рек Чигим-Харуты, Харуты и Вост.Погурей. 1960.

Гранович И.Б., Соловьева Г.А. Геологическое строение юго-восточной части территории листа Q-4I-XXI. 1962.

Евсеев К.П. Отчет о результатах маршрутных редакционно-уязвочных геологических исследований, произведенных в Лемвинском районе Полярного Урала в 1954-1955 гг. 1956.

Калецкая М.С. Стратиграфия четвертичных отложений и основные этапы развития рельефа Печорского бассейна и его восточного обрамления. 1959.

Калецкая М.С., Миклухо-Маклай А.Д. Верхнемеловая кора выветривания на западном склоне Полярного Урала. 1955.

Калецкая М.С., Кисенко Д.А. Условия образования россыпей на западном склоне Полярного Урала (промежуточный отчет по материалам работ 1960 г. в бассейне р.Лемвы). 1961.

К а л е ц к а я М.С., К и с е н к о Д.А. Условия образования россыпей на западном склоне Полярного Урала. 1963.

К о п е р и н а В.В. Предварительный отчет о геологической съемке рек Лемвы и Харуты. 1934.

К у з н е ц о в В.И. Результаты геологической съемки масштаба 1:1 000 000 и поисковых работ масштаба 1:50 000 в пределах листа Q-4I-79 и 80. 1959.

К о т о в и ч В.А. Отчет о работе Северо-Уральской геологосъемочной партии в 1939-1940 гг. 1941.

К у д р я в ц е в М.П. Отчет по геологической съемке бассейна р.Лемвы и ее правых притоков. 1931.

К у д р я в ц е в М.П. Силурийские отложения бассейна рек Лемвы и Харуты. 1933.

М е н н е р В.В., Р а а б е н М.Е. Геологическое строение приосевой части Урала в бассейне р.Кожим и верховьев р.Лемвы. Отчет по работам 1945-1946 гг. Фонды ГИНа АН СССР.

М и к л у х о - М а к л а й А.Д., К и р и л л о в И.А. Геологическое строение территории листа Q-4I-XIX (отчет В.Кожимской партии по работам 1956 и 1958 гг.). 1959.

М и к л у х о - М а к л а й А.Д., Г р и б а н о в Б.В. Геологическое строение северо-восточной части территории листа Q-4I-XX (промежуточный отчет Верхне-Лемвинской ГНСП по работам 1960 г.). 1960.

М и к л у х о - М а к л а й А.Д., М а с л о в М.А., Д е м б о в с к а я А.П. Геологическое строение территории листа Q-4I-XX (сводный отчет по работам 1961-1962 гг.). 1963.

С а ф о н о в Х.В., М а с л о в М.А. Отчет о результатах геологопоисковых работ на медь в районе западной части г.Борзова в 1960 г. 1961.

Ф о м и ш и н И.Ф. Отчет о результатах поисково-опробовательских работ, проведенных Лемвинским отрядом в 1960 г. 1961..

Х а б а к о в А.В. По верховьям р.Лемвы и через главный водораздел Печорского Урала до истоков р.Грубею (отчет о результатах маршрутного геологического пересечения центральной горной полосы на юге Полярного Урала в 1947 г.). 1948.

Ц и м б а л ю к А.В., Е р е м и н В.П. и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:200 000 листа Q-4I-XXVI (промежуточный отчет по работам 1960 г.). 1961.

Ч е х о в и ч В.Д., К о р е н ь Т.Н. Служебная информация на тему: "Силурийские табулаты северо-западной части Приполярного Урала и их стратиграфическое значение. 1963.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составле- ния или издания	Местона- хождение материала, его фондо- вый № или место издания
I	Миклухо-Маклай А.Д., Маслов М.А., Дембовская А.И.	Геологическое строение терри- тории листа Q-4I-XX	1963	Фонды Ух- тинского террито- риального геологиче- ского уп- равления

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА
ЛИСТЕ Q-4I-XX ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс-клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
I	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Ц в е т н ы е м е т а л л ы Полиметаллические руды				
6	Ш-2	р.Правая Парно- каю	Прожилково-вкрап- ленное полиметал- лическое орудене- ние в кварц-сери- цитовых сланцах и кварцевых порфирах	I
Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы Золото				
15	IY-2	Верховья р.Бол. Лемвы	Кварцевые жилы и прожилки с густой вкрапленностью золо- тосодержащего пирита	I
Р е д к и е м е т а л л ы Молибден				
13	IY-2	Верховья р.Бол. Лемвы	Вкрапленность молиб- дена в окварцованных аляскитовых гранитах	I

1	2	3	4	5
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ				
Изверженные породы				
I	П-3	р.Лев.Грубею	Основные породы (габбро, диабазы и др.). Скальные выходы	I
2	П-4	р.Прав.Грубею	То же	I
10	IУ-I	р.Бол.Лемва	"-	I
3	П-3	р.Прав.Грубею	"-	I
8	Ш-4	р.Грубею Восточная	"-	I
7	Ш-3	Перевал Хайма	"-	I
16	IУ-3	р.Грубею Восточная	Лавы (андезиты, базальты и др.). Скальные выходы	I
17	IУ-3	Озеро с урезом 608 м	То же	I
14	IУ-2	р.Петравож	"-	I
4	П-4	Верховья р.Прав. Грубею	"-	I
Карбонатные породы				
Доломит				
12	IУ-I	Юго-западные отроги хр.Тисваиз	Мелкие скальные выходы в карстовых воронках	I
Глинистые породы				
Глины кирпичные				
18	I-I	р.Лемва	Выходы в оползневом амфитеатре III надпойменной террасы	I

1	2	3	4	5
		Обломочные породы		
		Песок строительный		
19	II-I	Междуречье Мал. и Нижн.Надот	Выходы в оползневом амфитеатре III надпой- менной террасы	I
20	II-I	Там же	То же	I
21	II-I	—"	—"	I
		Кварцит		
5	III-I	хр.Тисваиз	Скальные выходы и мощ- ные курумники	I
9	IY-I	Там же	То же	I
11	IY-I	—"	—"	I

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	10
Интрузивные образования.	44
Тектоника.	55
Геоморфология.	60
Полезные ископаемые.	67
Подземные воды	74
Литература	76
Приложения	81

Редактор М.А.Трифорова
Корректор М.Г.Гулина

Сдано в печать 14/IX 1971 г. Подписано к печати 30/II 1972 г.
Тираж 150 экз. Формат 60x90/16 Печ.л.5,5 Заказ 886с

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда