

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Карельская

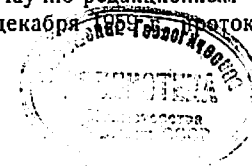
Лист Q-36-XV

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составитель *Р. И. Солодкая*
Редактор *К. А. Шуркин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
29 декабря 1963 года, протокол № 48

13525



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1963

ВВЕДЕНИЕ

Геологическая карта листа Q-36-XV охватывает территорию, ограниченную географическими координатами $66^{\circ} 00' - 66^{\circ} 40'$ с. ш. и $32^{\circ} 00' - 33^{\circ} 00'$ в. д.

По административному делению большая часть этой площади входит в состав Лоухского района Карельской АССР и только северо-западная часть ее — в Кандалакшский район Мурманской области РСФСР. В восточной части площади листа расположено несколько месторождений мусковита и керамического сырья Чупинско-Лоухского промышленного пегматитового района Северной Карелии.

Поверхность территории листа представляет собой всхолмленную равнину, понижающуюся к востоку в сторону Белого моря. На фоне равнины повсеместно выделяются возвышенности — вараки, разделенные заболоченными понижениями, озерами и реками. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 10—20 до 345 м. Относительные превышения возвышенностей составляют 50—100, редко 200—300 м. Наиболее крупные возвышенности — Иванова Гора 344 м, Винча 303 м, Ирин-гора 282 м, Рябовара 248 м. Вершины возвышенностей сглаженные, округлые; склоны чаще пологие, иногда крутые. Сложены вараки в основном кристаллическими породами, нередко выходящими на дневную поверхность в виде «бараньих лбов», «курчавых» скал, уступов; лишь немногие мелкие возвышенности представляют собой озы, камы, моренные холмы. Большинство возвышенностей, понижений и озер вытянуто в широтном и северо-восточном направлении и только некоторые, особенно в северной части территории, в северо-западном направлении.

Гидрографическая сеть принадлежит бассейну Белого моря и представлена небольшими реками, ручьями, многочисленными озерами. В восточной части расположены фиордообразные Руг-озерская, Чернореченская и Чупинская губы Кандалакшского залива Белого моря.

Реки в большинстве являются протоками, соединяющими озера, имеют малую протяженность, слабо разработанные русла

и долины, ступенчатый продольный профиль, нередко порожисты. Берега их обычно низкие, заболоченные. Наиболее крупной рекой является р. Кереть.

Район изобилует озерами, имеющими различную форму и размеры. Крупные озера — Тикше-озеро, Нот-озеро, Ковд-озеро отличаются сильно изрезанными скалистыми или заболоченными берегами с глубоко вдающимися губами и наличием островов. Мелкие озера — ламбины обычно овальные с низкими берегами. Многие озера образовались на месте тектонических впадин в фундаменте кристаллических пород, впоследствии разработанных ледником. Часть озер, особенно мелкие, ледникового происхождения.

В связи с постройкой Князегубской ГЭС на участке между озерами Ковд-озеро и Нот-озеро многие острова и депрессии рельефа в настоящее время затоплены (приблизительно до отметки +39 м).

Широко развиты болота. Наибольшие площади они занимают южнее оз. Верх. Нильм-озеро, юго-восточнее оз. Тикше-озеро.

Пути сообщения являются: Кировская ж. д., проходящая на участке разъездов Лесной—Киви, шоссе Лоухи—Кестеньга и ряда грунтовых дорог, соединяющих населенные пункты. Кроме того, существует местное водяное сообщение по крупным озерам.

Населенность района слабая. Населенные пункты расположены вдоль линии железной дороги, у крупных озер и на участках, разрабатываемых месторождений слюды. Наиболее крупными являются: поселок и ст. Полярный Круг, д. Черная Река, рудничный пос. Тэдино. Население, состоящее из русских и карел, занято в горнодобывающей (слюдяной и керамической) и лесозаготовительной промышленности, на железнодорожном транспорте и отчасти в рыболовецких и животноводческих колхозах и совхозах.

На территории листа в настоящее время действуют слюдяные рудники Тэдино и Карельский (Перти-варака). В 1956 г. начато строительство пегматитового помольно-обогадительного завода восточнее ст. Чула. Предприятиями лесной промышленности являются ряд леспромхозов и лесобиржа на ст. Кереть.

Климат района умеренно-континентальный с продолжительной снежной сравнительно мягкой зимой и коротким прохладным дождливым летом. Средняя годовая температура воздуха около 0°C. Среднегодовое количество осадков 350—400 мм.

Геологическая изученность. Первые сведения о геологическом строении района содержатся в работе Широкина (1835 г.), с конца XIX в. петрографическим изучением гнейсов, амфиболитов и особенно изверженных основных и ультраосновных пород — друзитов, развитых на побережье Белого моря, занимался Е. С. Федоров (1896, 1904, 1905 гг.).

В 1916—1917 гг. пегматиты Северной Карелии обследовал И. И. Гинзбург. В 1917 г. геологическую съемку вдоль трассы Мурманской ж.-д. между станциями Кандалакша — Энгозеро проводили С. Ф. Машковцев, В. И. Соколов.

В начале 20-х годов Институтом по изучению Севера и б. Геологическим комитетом начаты систематические исследования геологии и пегматитовых месторождений Чупинско-Лоухского района (П. А. Борисов, П. К. Григорьев и др.). Эти работы привели к созданию на северо-западе СССР крупной базы керамического кварц-полевошпатного сырья. Изучением минералогии и генезиса пегматитов в эти годы занимались академик А. Е. Ферсман и А. Н. Лабунцов.

В 1930—1931 гг. вся территория Северной Карелии покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 1 000 000, в которой на площади листа принимали участие Ю. С. Неуструев, П. Е. Стабровская; изучением четвертичных отложений занимались С. Г. Боч, С. В. Эпштейн.

В 1935 г. издана первая геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 Карельской АССР с объяснительной запиской и монография по петрографии Карелии, в которых В. М. Тимофеев обобщены геологические материалы до 1933 г. Гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты, развитые на побережье Белого моря, В. М. Тимофеев выделил под названием беломорской формации ботнийского возраста и высказал мнение о возможном разделении ее на три свиты: нижнюю — гнейсов, вышележащую — кианито-гранатовых сланцев и верхнюю — амфиболовых и частично мусковитовых сланцев. Друзиты относились им к постботнию, а беломорские микроклиновые граниты, мигматиты и пегматиты — к протерозою и рассматривались как посткарельские образования. В состав карельской формации Тимофеев включил кварциты, доломиты, сланцы района оз. Кукас, названные кукасозерской свитой, и прорывающие их габбро-диабазы.

П. К. Григорьев (1935) на основании работ в Чупинском пегматитовом районе указал на возможно свионийский возраст беломорской толщи гнейсов, связывая инъекционные жилки аплита в них с плагиоклазовыми гранитами постсвиония. Друзиты и более молодые микроклиновые граниты, мигматиты и промышленные пегматитовые жилы относились им к постботнию. Эта схема, позднее более детально обоснованная Н. Г. Судовиковым, сохранила свое значение до настоящего времени.

В 1933—1940 гг. площадь листа была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 100 000, 1 : 50 000 с целью поисков слюдяных пегматитов и других полезных ископаемых (Ю. С. Неуструев, Н. А. Волотовская, Г. Н. Бунтин, С. Д. Смирнов, А. Л. Крист). В 1937—1939 гг. Н. Г. Судовиковым в северо-восточной части описываемого листа и на западном побережье

Белого моря изучались геология и метаморфизм архейских образований, а также генезис пегматитов.

Одновременно с геологической съемкой, в 1934—1941 гг. в Чупинско-Лоухском слюдоносном районе трестом «Союзслюдкомбинат» под руководством Д. Т. Мишарева проводились поисково-разведочные работы на слюдяные пегматиты. В этих работах принимали участие: К. М. Глазачев, В. Г. Пресман, В. С. Смирнова, К. А. Шуркин и др. В эти же годы Ленинградское геологическое управление под руководством и при участии П. А. Борисова осуществляло изучение керамических пегматитов. Вопросам генезиса пегматитов ряд работ посвятил Г. Н. Бунтин (1937, 1940 гг.), указавший на приуроченность слюдяных пегматитов к кианит-гранат-биотитовым гнейсам, что является важным поисковым признаком.

В 30-х годах проведены также небольшие работы по изучению сульфидной вкрапленности, титаномагнетита, асбестонности основных пород района, диатомитов, строительных материалов.

В конце 30-х годов опубликован ряд сводных работ по стратиграфии, петрологии, магматизму, метаморфизму кристаллических пород, по минералогии пегматитов (П. К. Григорьев, 1937 г.; А. Н. Лабунцов, 1939 г.; Ю. С. Неуструев, А. А. Полканов, 1939; Н. Г. Судовиков).

В 1939 г. Ю. С. Неуструевым и в 1940 г. им и Н. Г. Судовиковым для Северной Карелии и юго-запада Мурманской области составлены сводные геологические карты масштаба 1:200 000. Основные вопросы геологии архея Западного Беломорья были освещены Н. Г. Судовиковым (1939, 1941ф), по представлению которого беломорский комплекс дважды претерпел мигматизацию, региональную гранитизацию и складчатость и включает в себе две группы основных и кислых пород, соответствующих двум тектоно-магматическим циклам в архее (постсвионий и постботний). Распределение гнейсов в беломорском комплексе Н. Г. Судовиков объясняет метаморфической зональностью вокруг ареалов метасоматических гранитов. Ю. С. Неуструевым (1938, 1939 гг.) освещены вопросы стратиграфии архея и протерозоя, намечено разделение карельских образований района озер Тикше-озеро и Кукас на разновозрастные свиты.

После Великой Отечественной войны в большом объеме развернулись геологопоисковые работы масштаба 1:50 000, детальные поиски и разведка полезных ископаемых, различные научно-исследовательские работы. В этих работах наряду с Северо-Западным геологическим управлением участвуют Карельский филиал и Лаборатория геологии докембрия АН СССР, ВСЕГЕИ, б. тресты «Ленгеолнеруд» и «Ленгеолслюда», Горный институт, Западный геофизический трест и другие. Ранее накопленные материалы по геологии и полезным ископаемым обобщаются

в геологической карте масштаба 1:1 000 000, лист Q-35, 36, в крупной научной работе по геологии и петрологии архея Западного Беломорья (Судовиков, 1947ф), в сводках геолого-экономического характера по слюдоносным (Мишарев, Смирнова, 1947 г.) и керамическим пегматитам (Борисов, 1942 г., 1946 г., 1954г.), в сводной работе по геологии протерозоя Кукасозерской зоны (Нумерова, 1947 г., 1949 г.).

С 1947—1949 гг. в Чупинско-Лоухском пегматитовом районе развернулись поисково-разведочные работы с широким применением горных выработок, буровых скважин, геофизических методов. В работах принимали участие Б. Я. Алексеев, В. Л. Васютович, М. И. Голод, В. М. Иванова, Г. Ш. Меламед, В. С. Смирнова, Л. Г. Смолина, В. Г. Смолин, Р. И. Солодкая, А. Н. Спиридонов, Н. В. Янковская и многие другие. В результате составлены геологические карты месторождений масштаба 1:25 000—1:5 000, открыты новые кусты и отдельные пегматитовые жилы, увеличены запасы мусковита, дана оценка керамического сырья. Геологоразведочные работы на слюдяных промышленных месторождениях продолжаются и в настоящее время. В 1956—1958 гг. на ряде месторождений проведена съемка масштаба 1:2000 с целью более подробного расчленения продуктивной толщи гнейсов на слюдоносные пегматиты и изучения пространственного размещения пегматитовых жил (Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк и др.).

В 1936 г. Ельтозерский массив основных и щелочных пород изучался Ю. С. Неуструевым, в 1938 и 1947 гг. И. С. Ожинским; позднее, в 1951 г., В. Е. Романов и в 1954—1957 гг. С. И. Зак проводили в его пределах геологопоисковые работы с разведкой рудных залежей (железо, титан); в 1955—1959 гг. исследованием этого массива занимался А. И. Богачев.

В 1947 г. на территории Северной Карелии проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000, в 1951 г. масштаба 1:100 000 (Е. А. Каспарова, А. И. Кацков). Выявленные при этом аномалии, заслуживающие внимания, впоследствии изучались наземными геофизическими методами — магнитометрией, частично электроразведкой (В. Я. Данилов, Ю. Д. Кузьмин, А. Е. Шариков и др.). В 1959 г. на всей территории Карелии проводилась аэрогеофизическая съемка комплексной станцией АСГМ-25 в масштабе 1:200 000 (В. В. Сусленников, Г. А. Поротова).

С 1946 года Ленгидроэнергопроектом (И. И. Астратов, О. И. Алексеева, Ю. С. Разумовская и др.) ведутся инженерно-геологические изыскания в связи с проектированием и строительством каскада Ковдинских гидроэлектростанций.

В 1947—1950 гг. проводится ряд исследований, посвященных выяснению закономерностей размещения пегматитов, их генезиса, перспектив слюдоносности. П. К. Григорьев (1950ф) подразделил породы беломорского комплекса на две толщи: ниж-

ную, приуроченную к крупным антиклиналям, и верхнюю, слагающую ядра синклиналей, и сделал практически важный вывод о приуроченности слюдоносных пегматитов к верхней толще, керамических пегматитов к нижней толще и комплексных пегматитов, содержащих слюду и керамическое сырье, к верхним горизонтам нижней толщи. Работы В. Д. Никитина (1947—1957 гг.) посвящены условиям и процессам формирования слюдоносных пегматитов, работы А. В. Скропышева, П. П. Боровикова — закономерностям их размещения.

В 1950—1952 гг. большая часть площади листа покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000 (И. Н. Барабанова, З. Е. Баранова, А. С. Зуйкова, Н. В. Карпинская, Г. В. Макарова, Э. А. Поляк, Н. Б. Ханькова, Е. П. Чуйкина и др.). В 1951 г. сделаны первые практические шаги по составлению геологических карт Западного Беломорья со стратиграфическим расчленением беломорской формации. В районе оз. Ниж. Котозеро и ст. Пояконда Е. П. Чуйкина, Б. Я. Алексеев, З. Е. Баранова расчленили гнейсы беломорской формации на 14 стратиграфических горизонтов, которые позднее, при составлении сводной геологической карты масштаба 1:50 000 Чупинско-Лоухского слюдоносного района (Чуйкина, Поляк и др., 1954 ф., 1956 ф.) были объединены в пять толщ (снизу): западную, котозерскую, чупинскую, хетоламбинскую, керетьскую; в южной части района Е. П. Чуйкиной и др. (1956 ф.) выделены еще три вышележащие толщи: боярская, пиртозерская, энгозерская. Нижнепротерозойские породы восточного берега оз. Тикше-озеро объединены ими в хизоварскую и топозерскую толщи.

В 1950—1951 гг. в районе озер Кукас, Тикше-озеро К. О. Кратц, Н. Ф. Демидов проводили исследования по стратиграфии пород протерозоя и их соотношению с образованиями архея.

С 1951 г. Карельским филиалом и позднее Лабораторией геологии докембрия АН СССР проводится изучение геологии архея Северной Карелии и юго-западной части Мурманской области. В результате этих пока не законченных работ К. А. Шуркин (1952 ф., 1955, 1956 ф.) дает принципиально новую стратиграфическую схему архея Западного Беломорья, согласно которой магматические породы рассматриваются как последовательный ряд интрузий ранних, средних и заключительных этапов развития единой в архее подвижной Беломорской зоны. Тем самым отвергается общепринятое подразделение интрузивных пород архея на постсвионийские и постботнийские, соответствующие двум тектоно-магматическим циклам. Такого же мнения о наличии только одного тектоно-магматического цикла в архее Беломорья придерживаются Е. П. Чуйкина и др. (1954 ф., 1956 ф.).

В 1952—1955 гг. ВСЕГЕИ и СЗГУ (А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, Н. В. Карпинская, К. В. Колоштивина, Д. Т. Мишарев, В. С. Смирнова, Р. И. Солодкая и др.) с целью

определения перспектив слюдоносности составлена сводная геологическая карта масштаба 1:100 000 Чупинско-Лоухского и Енского пегматитоносных районов. В результате этих работ породы беломорского комплекса архея разделены на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю, впервые расшифровано общее тектоническое строение этой территории и показана пространственная приуроченность слюдоносных, керамических и комплексных пегматитов к каждой из толщ.

В эти же годы ВСЕГЕИ при участии СЗГУ велись работы по составлению металлогенической карты масштаба 1:1 000 000 Карелии и Кольского п-ова (Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, И. С. Ожинский, Л. Я. Харитонов и др.), обобщающих сводок и карт прогнозов на железо, титан, никель (Д. Ф. Мурашов, А. Г. Остапенко, Н. Л. Херувимова).

Специальное изучение четвертичных отложений и геоморфологии Северной Карелии в течение ряда лет проводится Н. И. Апухтиным, Г. С. Бискэ.

В последние годы геологические материалы обобщены в издании «Геология СССР», т. XXVII — Мурманская область (редактор Л. Я. Харитонов, 1958) и том XXXVII — Карельская АССР (редактор К. О. Кратц, 1960). Из других обобщающих работ, касающихся данного района, необходимо отметить геологические карты масштаба 1:1 000 000, листы Q-35, 36 (В. А. Перевозчикова) и масштаба 1:200 000, листы Q-36-XVI, Q-36-IX сводную карту четвертичных отложений Мурманской области и Северной Карелии масштаба 1:500 000 (Апухтин, 1957 ф.); карту слюдоносности по Карельскому (В. А. Шустов, К. К. Судиславлев, 1956 г.) и Кольскому регионам (Л. В. Каляфати, 1956 г.).

При составлении геологической карты листа Q-36-XV, для восточной части его в основу положена сводная геологическая карта масштаба 1:100 000, составленная для данной площади А. С. Амеландовым, Н. В. Карпинской, К. В. Колоштивинной, Р. И. Солодкой (Мишарев и др., 1953 ф., 1954 ф.), с учетом изменений по сводной карте масштаба 1:200 000 (Мишарев и др., 1955 ф.) и сводным геологическим картам масштаба 1:50 000, 1:200 000 (Чуйкина и др., 1954 ф., 1956 ф.). Кроме того, использованы геологические карты масштаба 1:50 000 (Барабанова, Макарова, 1952 ф.; Баранова, 1952 г.; Смирнова, Ханькова, Карпинская, 1951 г.; Чуйкина, 1952 ф.) и масштаба 1:200 000 (Смирнов, 1941 г.; Неуструев, 1936 ф.), а также геологические карты месторождений слюды масштаба 1:10 000—1:2000.

Для расположенной в западной части данного листа полосы нижнепротерозойских образований основными материалами послужили геологические карты масштаба 1:50 000 (Зуйкова, 1953 ф.; Барабанова, 1953 г.; Поляк, 1953 г.) с учетом геологических карт масштаба 1:50 000—1:200 000 (Волотовская, 1943 г.; Неуструев, 1936 ф.; Кратц, Демидов, 1953 ф.) и данных

наземной магнитометрической съемки. Для Елетьозерского массива использована геологическая карта масштаба 1:25 000 (Зак и др., 1957 г.). Для четвертичных отложений, кроме карт четвертичных отложений масштаба 1:50 000—1:100 000, учтена сводная карта четвертичных отложений масштаба 1:500 000 (Апухтин, 1957ф).

Несмотря на большое количество проведенных работ, к моменту составления геологической карты листа Q-36-XV остается много еще нерешенных вопросов по стратиграфии, магматизму, тектонике. Наиболее важными вопросами являются: 1) детальное изучение структуры и стратиграфического разреза пород тикшозерской серии; 2) изучение зоны контакта между породами тикшозерской и беломорской серий; 3) детальное расчленение продуктивной на слюдяные пегматиты верхней толщи беломорской серии; 4) сравнительная оценка слюдоносности пегматитов архея и нижнего протерозоя; 5) история магматизма архея и нижнего протерозоя; 6) отношение (или участие) архейского основания к тектоническим движениям карельского тектогенеза и отражение этих движений в структуре пород беломорской серии.

СТРАТИГРАФИЯ

На большей северо-восточной части площади листа основу геологического строения составляют метаморфические породы архея, претерпевшие интенсивный ультраметаморфизм. Они представлены разнообразными по составу гнейсами, в меньшей мере гранито-гнейсами и амфиболитами и относятся к беломорской серии (формации, комплексу).

Среди интрузивных образований архея, которые распространены среди беломорской серии, выделяются: ранние архейские измененные основные породы и поздние архейские ультраосновные и основные породы (друзиты), гранодиориты и плагио-микроклиновые граниты; с последними связаны многочисленные пегматитовые жилы и реже аплитовые, кварцевые и кварц-карбонатные жилы.

Развитые в юго-западной части данной территории метаморфические породы нижнего протерозоя представлены различными по составу гнейсами, амфиболитами, реже кристаллическими сланцами и редко кварцитами. В настоящее время они выделяются под наименованием тикшозерской серии, ранее известной как карельские образования зоны Ириньей вараки.

Интрузивные образования нижнего протерозоя, залегающие среди тикшозерской серии и в прилегающих участках архейского реоморфизованного основания, представлены основными, ультраосновными и кислыми породами. Среди них выделяются ранние и поздние нижнепротерозойские интрузии, а также нерасчлененные граниты и частью диориты архея — нижнего протерозоя.

К более молодым интрузивным образованиям принадлежат основные и щелочные породы Елетьозерского массива, возраст которого является неопределенным и принимается как протерозойский—палеозойский.

Наиболее молодые нижнепалеозойские интрузии, ограниченно развитые лишь у юго-восточного берега оз. Ковд-озеро, представлены щелочными породами Ковдозерского массива и мелкими дайками щелочных порфиритов.

Кристаллические породы прикрыты прерывистым плащом четвертичных отложений различной мощности, имеющими почти сплошное распространение в юго-западной части площади листа.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Беломорская серия

Породы беломорской серии являются самыми древними в районе. Их ближайшие аналоги—гнейсы кольской серии—развиты в северо-западной части Кольского п-ова. Относительное возрастное положение этих двух серий до сих пор окончательно не установлено. Основание беломорской серии неизвестно и, по-видимому, не может быть обнаружено, так как в нижней части разреза породы реоморфизованы. Верхняя граница серии, вследствие глубокой эрозии, также не установлена.

Относительный возраст беломорской серии определяется по соотношению с основными породами, гранитами и пегматитами, которые прорывают, мигматизируют гнейсы и включают их ксенолиты. Абсолютный возраст ее 1830—2100 млн. лет. (Герлинг, Полканов, 1958).

Породы беломорской серии в большинстве своем рассматриваются как первично-осадочные образования, измененные процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Особенно интенсивно эти процессы проявлены в нижней части, где нередко образуются ультраметаморфогенные граниты, и ослабевают обычно вверх по разрезу, локализуясь в зонах тектонических нарушений, ядрах антиклинальных структур (Мишарев и др., 1955ф; Шуркин, 1956ф). О седиментогенном происхождении пород свидетельствуют: характер переслаивания и сравнительное постоянство общего разреза на значительном протяжении, наличие высокоглиноземистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов, в ряде случаев глиноземисто-карбонатных эпидот-цоизитовых сланцев, изредка карбонатных мраморовидных пород в переслаивании с параамфиболитами. В большинстве случаев первичная природа амфиболитов неясна; частью они могут представлять измененные основные эффузивные или интрузивные породы, на что указывает различное положение их в разрезе и иногда реликты магматических минералов и структур. В связи с этим часть амфиболитов неясного и предположи-

тельно вулканогенного генезиса показана на карте отдельным знаком.

В настоящее время нет единого мнения о количестве и объеме толщ или свит, на которые расчленяется беломорская серия. Различными исследователями выделяется от трех до восьми толщ (см. таблицу).

Д. Т. Мишарев и др., 1953ф, 1955ф, 1957	К. А. Шуркин, 1956ф	Е. П. Чуйкина и др., 1954ф, 1956ф
		Энгозерская толща
		Пиртозерская толща
		Боярская толща
		Керетьская толща
		Хетоламбинская толща
Верхняя (лоухская) толща кванцит-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов	Толща гиперглиноземистых гнейсов	Чупинская толща
	Толща гиперглиноземистых биотитовых гнейсов	
Средняя (хетоламбинская) толща амфиболитов, амфиболсодержащих и биотитовых гнейсов	Толща амфиболсодержащих и эпидот-биотитовых гнейсов и амфиболитов	Котозерская толща
Нижняя (керетьская) толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов	Толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов	Западная толща

На геологической карте листа Q-36-XV, как и на смежном листе Q-36-XVI принято расчленение беломорской серии на три толщи: нижнюю (керетьскую), среднюю (хетоламбинскую) и верхнюю (лоухскую). Это деление соответствует схеме данной Д. Т. Мишаревым и др. (1953ф, 1955ф, 1957) и в принципе отвечает схеме делению К. А. Шуркина (1956ф), дающего лишь более дробное расчленение верхней части разреза, но противоречит схеме Е. П. Чуйкиной и др. (1954ф, 1956ф), выделяющим пять и восемь толщ. Главное принципиальное отличие между сторонниками деления на три-четыре и пять-восемь толщ заключается в различной трактовке общей тектонической структуры

района. Первые рассматривают структуру Западного Беломорья как часть крупного антиклинория, осложненного синклинорным прогибом (Енско-Лоухский синклинорий), к ядру которого приурочена верхняя толща, и ограничивающими его на западе Ковдозерско-Керетьозерской и на востоке Приморской антиклинорными структурами, с выходами в ядерных частях их нижней толщи. По мнению Е. П. Чуйкиной и др. (1956ф), общая структура Западного Беломорья представляет собой западное крыло крупного синклинория или восточное крыло Кольско-Карельского антиклинория, сложенное последовательно налегающими пятью толщами; повторение сходных по составу толщ (западной и керетьской, котозерской и хетоламбинской) объясняется ритмичностью осадконакопления. Породы, развитые в южной части площади листа, юго-западнее озер Новое-Белое, выделены Чуйкиной в энгозерскую толщу, слагающую «внешнюю зону» архейской геосинклинали и граничащую по предполагаемому тектоническому контакту с вышеуказанными толщами.

В пользу деления беломорской серии на три или четыре толщи свидетельствует: а) наличие ряда участков с нормальным строением синклинория, в ядре которого залегают высокоглиноземистые гнейсы верхней толщи (район оз. Нигр-озеро), б) общее замыкание синклинория в районе оз. Энг-озеро, в) отчетливое замыкание Ковдозерско-Керетьозерского антиклинория, образованного биотитовыми гнейсами нижней толщи, и появление в связи с погружением его оси юго-восточнее оз. Ковд-озеро средней толщи, г) наличие в отдельных случаях на разных крыльях синклинория симметричных складок второго порядка.

Мощность беломорской серии в пределах территории листа ориентировочно составляет 7—8 км, уменьшаясь местами до 5 км.

Общий характер ее разреза отражен на геологической карте и стратиграфической колонке к ней. Этот разрез, очевидно, только весьма приближенно отвечает первоначальному составу и мощностям пород, претерпевших мигматизацию и пластические деформации. Нижняя часть серии (нижняя — керетьская толща) сложена биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, которые первоначально, возможно, являлись аркозовыми песчаниками, с резко подчиненными пара- или ортоамфиболитами. В средней части разреза (средняя — хетоламбинская толща) преобладают амфиболиты, гранат-амфиболовые, биотит-амфиболовые, амфибол-эпидот-биотитовые и биотитовые гнейсы, переслаивающиеся, иногда с редкими прослоями кванцит- и гранат-биотитовых гнейсов. Можно предполагать, что первоначально эта толща в основном слагалась мергелистыми, песчано-мергелистыми и известково-глинистыми породами; значительную роль в ее составе, вероятно, играли основные эффузивные и интрузивные породы, превращенные позднее в амфиболиты и амфи-

боловые гнейсы. Верхняя (лоухская) толща сложена преимущественно гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, с подчиненными биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и амфиболитами; первоначально отличалась существенно глинистым и песчано-глинистым составом пород.

По степени метаморфизма беломорская серия в целом отвечает амфиболитовой и частью эпидот-амфиболитовой фациям. По Н. Г. Судовикову (1947ф), большинство пород вследствие проявления щелочного и отчасти кварцевого метасоматоза, связанного с мигматизацией, состоит из минералов разных парагенетических ассоциаций.

Учитывая особенности состава и разреза, большую мощность, региональный метаморфизм и мигматизацию, характер магматизма и тектогенеза, беломорская серия рассматривается как типичная геосинклиальная толща.

Нижняя (керетьская) толща (Ab₁)

Нижняя толща сложена однородными биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, местами с небольшими телами амфиболитов. Развита она преимущественно в центральной части территории листа между озерами Ковд-озеро, Ноль-озеро, горой Калгувара, где слагает непрерывную полосу шириной 12—22 км и протяженностью 70 км, приуроченную к ядру Ковдозерско-Керетьозерского антиклинория, а также в ядрах небольших антиклиналей в районе губы Ругозерской, оз. Верховского. Кроме того, гранито-гнейсы обнажаются в виде «окон» архейского основания среди нижнепротерозойских образований на северо-восточном берегу оз. Тикше-озеро.

Контакты нижней толщи с породами средней толщи всегда согласные. Переходы между ними обычно постепенные путем переслаивания. Имеются участки, где верхняя граница со средней толщей отчетливая (западная часть озер Верх. и Ниж. Котозеро, западнее горы Турков-варака и др.), тогда как в других местах (западнее оз. Дядино) она проведена на карте условно из-за плохой обнаженности и неясности вследствие сильной мигматизации пород. Видимая мощность нижней толщи не менее 2,5 км.

Биотитовые гнейсы, имеющие наибольшее значение в составе нижней толщи, представляют собой светло-серые и розовато-серые мелко-, реже среднезернистые, большей частью тонкополосчатые породы, нередко с порфиробластами микроклина. Полосчатость в них обусловлена чередованием полос гнейса, содержащих биотит, с розовыми или белыми лейкократовыми кварц-полевошпатовыми жилками. Структура гнейсов гранобластовая, лепидогранобластовая. Состав: плагиоклаз (№ 15—28) 30—60%, кварц 30%, микроклин от единичных зерен до 30%, биотит до 5—8%, с характерным плеохроизмом

в зеленоватых тонах. В небольших количествах присутствуют: амфибол, мусковит, хлорит, серицит, скаполит, эпидот, цоизит, апатит, циркон. Следовательно, по составу гнейсы микроклин-плагиоклазовые, причем микроклин в них в большинстве является вторичным метасоматическим минералом.

Биотитовые гранито-гнейсы, будучи тесно связанными с биотитовыми гнейсами, отличаются от них более массивной текстурой, меньшим содержанием биотита и большим микроклина (50—60%). В них более сильно проявлены процессы замещения плагиоклаза микроклином, биотита мусковитом и хлоритом.

Амфиболиты имеют ничтожное распространение и образуют небольшие согласные линзообразные и пластообразные тела мощностью от единиц метров до 200—300 м, развитые преимущественно в верхней части толщи, южнее р. Елеть. По составу и структуре они не отличаются от амфиболитов, развитых в средней толще, при описании которой и дается их характеристика.

Биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы нижней толщи обычно интенсивно мигматизированы и гранитизированы и превращены в тонкополосчатые, теневые и порфиробластические мигматиты, с постепенными переходами в граниты, рассматриваемые условно среди интрузивных образований. На многих участках высшей степени гранитизации, особенно в центральной части Ковдозерско-Керетьозерского антиклинория, на северо-восточном берегу оз. Тикше-озеро, нередко затруднительно относить породы к толще гнейсов или к гранитам, а также устанавливать возраст последних. Лишь западнее гор Корытных, вблизи границы с тикшеозерской серией гнейсы менее мигматизированы, имеют существенно плагиоклазовый состав и содержат редкие порфиробласты микроклина.

Средняя (хетоламбинская) толща (Ab₂)

Эта толща сложена амфиболитами, амфиболсодержащими и биотитовыми гнейсами, нередко в тонком или грубом переслаивании, местами с резко подчиненными кианит- и гранат-биотитовыми гнейсами.

Породы средней толщи образуют непрерывную полосу от оз. Ковд-озеро на севере до оз. Плотичного на юге (протяженностью 75 км, видимой шириной 1—1,4, чаще 4—5 км), приуроченную к нормальному западному крылу Енско-Лоухского синклинория, а также развиты в его опрокинутом восточном крыле (северо-восточнее оз. Нигр-озеро).

Нижняя граница толщи определяется по появлению амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов; верхняя—гранато-биотитовых гнейсов, иногда в переслаивании с амфиболитами и

светло-серыми биотитовыми гнейсами. В последнем случае эти породы одними исследователями (Мишарев и др., 1953ф) относятся к низам верхней толщи (оз. Варламово) и отчасти к верхам средней толщи (юго-восточнее губы Тупой оз. Ковд-озеро); другими (Шуркин, 1956ф) выделяются в самостоятельную толщу переслаивания. Лишь в ряде мест (юго-западнее оз. Дядино, восточнее д. Черной Реки и др.), где развиты сильно мигматизированные биотитовые гнейсы, иногда с мелкими телами амфиболитов, граница с нижней толщей является неясной и на карте показана как предполагаемая.

Наибольшая мощность средней толщи составляет 2,5—3 км, уменьшаясь на отдельных участках до 1,5 км.

Строение средней толщи характеризуется частой сменой состава по простиранию и вскрест его, однако в целом для толщи характерны амфиболовые и амфиболсодержащие породы.

В северной части площади листа — на участке между губой Тупой и оз. Верх. Нигр-озеро отмечается тонкое переслаивание амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, гранатовых амфиболитов с подчиненными биотитовыми гнейсами и редкими линзами гранат-биотитовых гнейсов. На участке оз. Верх. Кот-озеро — ст. Кереть наблюдается более грубое переслаивание амфиболитов, амфиболовых, амфиболсодержащих и биотитовых гнейсов с маломощными (от 20—30 см до 50—80 м) прослоями кианит- и гранат-биотитовых гнейсов, тяготеющими к верхней части разреза. В единичных случаях (гора Турков-варака) гранат-биотитовые гнейсы известны в основании средней толщи, где ширина выхода их на поверхность составляет 1 км, при протяженности до 3 км. В перечисленных участках амфиболиты не занимают определенного положения в разрезе и встречаются как в верхней (западнее оз. Прачечного), так средней (юго-восточный берег оз. Ниж. Кот-озеро, южнее ст. Кереть) и нижней его части. Местами толща сложена преимущественно амфиболитами и амфиболовыми гнейсами (севернее оз. Нигр-озеро, в районе оз. Ниж. Кот-озеро, по берегам оз. Плотичного), а юго-западнее оз. Дядино сильно мигматизированными биотитовыми гнейсами, не отличимыми от гнейсов нижней толщи.

Стратиграфическая последовательность внутри средней толщи, намеченная на ряде участков (район оз. Важенка, юго-восточный берег губы Тупой, оз. Ковд-озеро и др.), не является достаточно выясненной. Ниже дается краткое описание пород средней толщи.

Амфиболиты чаще образуют пластообразные и линзообразные тела мощностью от сантиметров до сотен метров и протяженностью от метров до нескольких километров среди биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов. Преобладают гранатовые, гранат-полевошпатовые и полевошпатовые амфиболиты, представляющие собой темно-зеленые средне- и крупнозернистые полосчатые породы сланцеватой, иногда массивной текстуры.

Реже встречаются эпидот-, диопсид- и скаполитсодержащие амфиболиты, обычно связанные постепенными переходами с гранат-полевошпатовыми амфиболитами.

Структура амфиболитов нематогранобластовая и гранобластовая. Главными минералами являются: обыкновенная роговая обманка (50—75%), олигоклаз-андезин или андезин, (до 20—50%), нередко гранат (10—20%). Второстепенные минералы: пироксен диопсид-геденбергитового ряда, биотит, эпидот-цоизит; скаполит, играющие иногда роль породообразующих минералов; характерны карбонат (до 5%), сфен, ортит, а также встречаются апатит, циркон, магнетит. В единичных случаях отмечен авгит (северо-западный берег оз. Плотичного); в мигматизированных разновидностях кварц, иногда микроклин.

С амфиболитами связаны постепенными переходами гранат-амфиболовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, амфибол-эпидот-биотитовые гнейсы, а также кварц-гранатовые породы. Последние часто встречаются в районе оз. Ниж. Кот-озеро среди полосчатых амфиболитов в виде прослоев мощностью 1—15 см. На южном берегу оз. Важенка (в 2 км восточнее разъезда Катозеро) отмечены гигантозернистые кианит-гранат-гедритовые кристаллические сланцы, образующие две линзы мощностью 40—50 м и длиной до 800 м каждая, разделенные амфиболитами.

Биотитовые гнейсы обычно переслаиваются с амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами. От биотитовых гнейсов нижней толщи отличаются большим содержанием биотита и нередко присутствием амфибола и почти отсутствием микроклина, представляя собой существенно плагиоклазовые гнейсы; при сильной мигматизации они становятся сходными друг с другом.

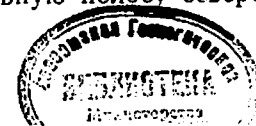
Кианит- и гранат-биотитовые гнейсы по внешнему виду, составу и структуре не отличаются от аналогичных гнейсов верхней толщи.

Процессы мигматизации в породах средней толщи в общем проявлены слабее, чем в нижней толще, хотя на многих участках отмечается сильная и высокая степень мигматизации. Наиболее характерны грубополосчатые мигматиты и агматиты; последние широко развиты в районе разъезда Катозеро и ст. Чупа.

Верхняя (лоухская) толща (Ab₁)

Для верхней толщи характерно преобладание высокоглиноземистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов, которые переслаиваются с биотитовыми гнейсами, двуслюдяными, мусковитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами.

Эти породы залегают в ядре Енско-Лоухского синклинория и образуют непрерывную полосу северо-западного простирания



13525

шириной 3—16 км на участке оз. Нигр-озеро, ст. Полярный Круг, разезд Карельский, протягивающуюся к северу и юго-востоку на смежную территорию, а также развиты южнее ст. Чула.

Максимальная мощность верхней толщи составляет 2—2,5 км, местами до 0,9—1 км.

В составе верхней толщи на участке севернее оз. Верх. Нигр-озеро В. М. Иванова (1954 г.) выделяет 11 пачек мощностью 50—100 м каждая, характеризующихся тонким переслаиванием преимущественно гранат-биотитовых гнейсов с ржавыми и светло-серыми биотитовыми гнейсами, с маломощными прослоями гранат-амфиболовых и реже кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Общая мощность толщи здесь около 900 м.

В районе рудника Тэдино Л. Г. Смолина, Л. В. Кушлин (1957 г.) разделяют лоухскую толщу на: 1) верхнюю часть — гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, мощность 400—450 м; 2) среднюю — переслаивание гранат-биотитовых (местами с графитом), кианит-гранат-биотитовых, лейкократовых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, 2000—2500 м; 3) нижнюю часть — гранат-биотитовые гнейсы с редкими прослоями кианит-гранат-биотитовых гнейсов, 900—1100 м. Общая мощность толщи 3,3—4,0 км, ими установленная, является, по-видимому, значительно завышенной вследствие изоклинальной складчатости.

В районе месторождения Перти-варака Э. А. Поляк (1959 г.) выделяет (снизу): 1) переслаивание кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов со светло-серыми биотитовыми гнейсами мощностью 200 м; 2) биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы — 200 м; 3) гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы — 650—100 м; 4) кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы — 300 м; 5) биотитовые, кианит- и гранат-биотитовые гнейсы — 1000—1100 м.

Верхняя толща в целом Е. П. Чуйкиной и др. (1954ф) (чупинская по ее наименованию) разделяется на три горизонта: в нижней и верхней части — преимущественно гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы мощностью соответственно 450 и 650 м, в средней — переслаивание светло-серых биотитовых гнейсов, часто с линзами и прослоями амфиболитов, с кианит- и гранат-биотитовыми гнейсами мощностью 1300 м; К. А. Шуркиным (1956ф) она разделена на две самостоятельные толщи или свиты мощностью 1—1,2 км каждая.

Таким образом, в настоящее время пока не установлен единый разрез верхней толщи, можно лишь в общих чертах наметить деление ее на две части: нижняя — переслаивание кианит- и гранат-биотитовых гнейсов со светло-серыми биотитовыми гнейсами и амфиболитами, верхняя — преимущественно гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы с подчиненными биотитовыми, двуслюдяными гнейсами.

Наиболее распространенными и типичными в составе верхней толщи являются гранат-биотитовые гнейсы. Это средне- и крупнозернистые породы полосчатой текстуры с характерным на поверхности ржаво-серым и в свежих изломах серым цветом. Реже встречаются тонко- и мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы, иногда тонкослоистые, а также разновидности бедные или обогащенные гранатом, лейкократовые или меланократовые. Структура гнейсов лепидогранобластовая и порфиробластовая. Главными минералами являются: олигоклаз или олигоклаз-андезин (35—60%), кварц (20—30%), биотит (15%) плеохроирующий в красновато-коричневых тонах, гранат (5—20%); второстепенными — кианит, мусковит, амфибол, нередко графит; акцессорные минералы: рутил, циркон, апатит, ортит, турмалин, магнетит, сульфиды. Иногда присутствуют карбонат, эпидот, скаполит, микроклин (до 5%).

Кианит-гранат-биотитовые гнейсы отличаются от гранат-биотитовых гнейсов, с которыми повсеместно переслаиваются, лишь большим содержанием кианита (до 5—10%), кристаллы которого обычно голубого цвета, мелкие (до 0,5 мм, реже до 4 см в длину).

Биотитовые гнейсы представлены двумя разновидностями. Одни из них ржаво-серого цвета и отличаются от гранат-биотитовых гнейсов только меньшим содержанием или отсутствием граната. Другие биотитовые гнейсы светло-серые или серые, полосчатые, с большим количеством кварц-полевошпатового материала, иногда лейкократовые. В них биотит плеохроирует в желто-коричневых и зеленовато-коричневых тонах, нередко присутствуют микроклин (от единичных зерен до 35%), мусковит. Светло-серые биотитовые гнейсы чаще приурочены к нижней части лоухской толщи (например, между озерами Копыт-озеро и Варламово).

Очень характерными породами для верхней толщи являются двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и гранито-гнейсы. Обычно они ассоциируют с крупнозернистыми кианит- и гранат-биотитовыми гнейсами и не занимают определенного положения в разрезе, будучи распространены в участках повышенной мигматизации, приуроченных к зонам тектонических нарушений (западнее оз. Копыт-озеро, на северо-восточном склоне горы Северная варака и др.).

Двуслюдяные гранито-гнейсы представляют собой серовато-белые, белые, иногда розово-белые неравнозернистые породы, гнейсовидного, часто аплитовидного или местами пегматоидного облика, нередко с многочисленными реликтовыми участками гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов. Главные минералы: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, нередко гранат. При существенном содержании мусковита они переходят в мусковитовые гранито-гнейсы. Структура пород гранобластовая, часто в сочетании со структурой метасомати-

ческого замещения. Эти породы по существу представляют мигматиты.

Амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы образуют согласные пропластки мощностью 0,1—5 м и мелкие линзы, реже более мощные (до 20—50 м) линзообразные тела. Залегают они преимущественно в нижней части толщи, где тонко переслаиваются со светло-серыми биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, редко встречаются в верхней ее части. Преобладают гранатомы и полевошпатовые амфиболиты и гранат-амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, не отличающиеся по составу и текстуре от аналогичных пород, развитых в других толщах.

Процессы мигматизации и гранитизации в верхней толще проявлены в целом значительно слабее, чем в средней и особенно нижней толще. В ней встречаются почти немигматизированные мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы и преобладают кианит- и гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с тонкими или грубопослойными кварц-плагиоклазовыми жилками, образовавшимися в основной массе, вероятно, путем метаморфической дифференциации. Сильная мигматизация и калиевый метасоматоз проявлены в локальных участках, о чем свидетельствует образование лейкократовых биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых, иногда аплитовидных гнейсов и гранито-гнейсов, со значительным содержанием вторичного микроклина.

Следует отметить, что микроклин в породах верхней толщи как правило белый, реже розовый, в отличие от розового и красного микроклина в нижней и отчасти средней толще. В последние годы различие в окраске и составе кварц-полевошпатовых жилок объясняется особенностями процессов ультраметаморфизма каждой из толщ (Шуркин, 1956ф; Чуйкина и др., 1954ф и др.).

Верхняя (лоухская) толща, благодаря наличию высокоглиноземистых гнейсов (содержащих 15—20% глинозема), является наиболее благоприятной средой для формирования мусковитопносных пегматитов. На территории листа Q-36-XV все промышленные месторождения мусковита приурочены именно к верхней продуктивной толще и не встречаются в средней и нижней толщах.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Нижняя подгруппа

Тикшозерская серия

Породы, относимые к тикшозерской серии, распространены в районе восточного и северного берега оз. Тикше-озеро, где образуют полосу северо-западного простирания, уходящую к западу за пределы площади листа (в район озер Чел-озеро-Кукас), а к югу, будучи скрыты четвертичными отложениями, известны

лишь в отдельных небольших выходах (район оз. Шани-ярви, Магнетитовая варака и за границей площади листа — гора Хизовара).

Для пород тикшозерской серии, несмотря на высокую степень метаморфизма, близкую к условиям амфиболитовой фации, характерно: 1) слабое проявление процессов мигматизации и нередко присутствие совершенно немигматизированных пород; 2) широкое развитие мелко- и тонкозернистых пород с первичной тонкополосчатой текстурой и иногда реликтами бластопосамитовой структуры; 3) развитие наряду с гнейсами и амфиболитами кристаллических сланцев, реже кварцитов и связанных с ними слюдисто-кварцевых сланцев, иногда доломитов; 4) линейный характер складчатости. Все это свидетельствует о более молодом возрасте ее по отношению к беломорской серии. В настоящее время по стратиграфическому положению тикшозерская серия сопоставляется с гимольской серией в Карелии и тундровой и кейвской сериями на Кольском п-ове (Кратц, Нумерова, 1957; Перевозчикова, 1957), для которых принимается нижнепротерозойский возраст.

Большинством исследователей породы, рассматриваемые в составе тикшозерской серии, относились к протерозою (карельской формации) и подразделялись на ряд свит, толщ. Так, в 1933 г. Н. А. Волотовская в районе горы Иринь-горы (Ириньей вараки) выделила свиту, состоящую из плагиобиотит-гранатовых пород и кварц-слюдистых сланцев, а также ортоамфиболиты. Западнее, в районе оз. Кукас, в 1934 г. В. Н. Нумерова выделила две свиты (снизу вверх): челозерскую (амфиболовые сланцы, кварциты) и кукасозерскую (амфиболиты, сланцы, доломиты). Ю. С. Неуструев (1939) считал гнейсы и сланцы зоны Ириньей вараки более молодыми, чем породы зоны Хирвинаволока (кукасозерская свита по Нумеровой) и зоны Кукасозеро-Челозеро (челозерская свита по Нумеровой). К. О. Кратц и др. (1953ф) выделил в этом районе две структурно-фациальные подзоны: 1) ириногорскую (со свитами ириньей вараки и хирвинаволока) и 2) кукасозерскую (со свитами ириньей вараки и хирвинаволока) и 3) кукасозерскую (со свитами кукасозеро и хирвинаволока), считая развитые в них породы разновозрастными. В. А. Перевозчикова (1957) рассматривает породы первой подзоны более древними (возможно даже архейскими), чем второй подзоны. Другими исследователями здесь выделялись или в основном петрографические разновидности гнейсов, сланцев, амфиболитов, которым придавалось отчасти стратиграфическое значение (Зуйкова, 1953ф) или ряд горизонтов (Барбанова, Макарова, 1953ф; Поляк, 1953 г.), позднее объединенных Е. П. Чуйкиной и др. (1956 ф) в хизоварскую и топозерскую толщи.

Таким образом, стратиграфический разрез тикшозерской серии, границы ее, количество и объем свит, горизонтов в раз-

ных участках распространения, а также соотношения их в смежных подзонах и отчасти возраст различными исследователями понимаются различно (на территории листа расположена большая часть ириногорской подзоны и небольшая юго-восточная часть кукасозерской подзоны).

На геологической карте листа Q-36-XV в составе тикшозерской серии выделяются: свита ириньей вараки, состоящая из нижней, средней и верхней подсвит, и челозерская свита, включающая лишь часть разреза, относящуюся к нижней подсвите. Принятая последовательность расчленения свиты ириньей вараки в принципе соответствует схеме деления К. О. Кратца и др. (1953 ф). Челозерская свита (соответствующая свите кукасозеро, по Кратцу) рассматривается как более молодая по отношению к свите ириньей вараки. Более высокое стратиграфическое положение челозерской свиты принимается условно на основании петрографического состава и геологоструктурного положения этих пород западнее территории листа (в районе оз. Кукас).

Свита ириньей вараки

Свита ириньей вараки сложена преимущественно разнообразными гнейсами, в меньшей мере кристаллическими сланцами и амфиболитами, местами с редкими тонкими прослоями доломитов. Породы этой свиты распространены непрерывной полосой северо-западного простирания и прослеживаются на северном берегу оз. Нот-озеро, в районе гор Ирингоры, Винчи, Рябовары и юго-восточнее оз. Болотного, продолжаясь к северо-западу за пределы площади листа (до оз. Верх. Кичаны). На продолжении указанной полосы к югу отдельные выходы этих пород среди четвертичных отложений известны в районе оз. Шани-ярви и северо-восточнее горы Калгу-вара (Магнетитовая варака).

Породы свиты ириньей вараки залегают на сильно мигматизированных и реоморфизованных гранито-гнейсах и частью амфиболитах (нижняя толща) архея, непосредственные контакты с которыми скрыты четвертичными отложениями. Судя по элементам залегания кристаллизационной сланцеватости в сближенных обнажениях и общему северо-западному простиранию с падением на северо-восток под углами 20—60°, сопряженному с простиранием и падением гранито-гнейсов, контакты эти согласные, но, по-видимому, тектонические. Причем, западнее горы Ирин-горы, юго-западнее р. Винча, западнее площади листа в районе северного берега оз. Нот-озеро гнейсы свиты ириньей вараки залегают на гранито-гнейсах и амфиболитах архея, а восточнее д. Моша и горы Рябовары (по восточному контакту) предполагается надвиг архейских пород на нижнепротерозойские. Лишь в отдельных местах, в частности, в 3 км

юго-западнее Ирин-горы намечается угловое несогласие (Кратц и др., 1953 ф) между археем и свитой ириньей вараки. Верхняя граница свиты достоверно не установлена, так как на большей части покрывающих породы не сохранились, и определяется по отношению к прорывающим основным породам, гранитам и пегматитовым жилам. Абсолютный возраст метаморфизма свиты ириньей вараки (по мусковиту и сланцев района р. Винчи) составляет 1740 млн. лет (Герлинг, 1958).

Для свиты ириньей вараки характерны большая пестрота состава, тонкое переслаивание, быстрое выклинивание пород по простиранию, обусловленное, вероятно, как фациальной изменчивостью первично осадочной толщи, так, в некоторой мере, метаморфизмом и тектоникой. Стратиграфические разрезы, изученные лишь для отдельных участков, указывают, что в верхней части свиты преобладают киапит-ставролитовые, мусковитовые кварцитовидные и другие сланцы, частью гнейсы и в самых верхах параамфиболиты, амфиболовые сланцы, с редкими тонкими прослоями доломитов; более мощная нижняя часть разреза свиты сложена разнообразными гнейсами, реже сланцами и амфиболитами (Кратц, Демидов, 1953 ф). Аналогичный разрез для участка Ирин-горы был установлен еще в 1933 г. Н. А. Волотовой, принимавшей выше лежащие амфиболиты за измененные магматические породы.

Состав пород, их частое переслаивание, текстурные и другие особенности позволяют считать свиту ириньей вараки первоначально флишоидными преимущественно песчано-глинистыми осадками (Кратц и др., 1953 ф). Судя по характеру разреза, нашедшему отражение в стратиграфической колонке, общее изменение состава осадков происходило от существенно песчано-глинистого (нижняя подсвита) к глинистому (средняя подсвита) и к глинисто-мергелистому и карбонатному (верхняя подсвита). Возможно некоторую роль играли основные эффузивы, превращенные в амфиболиты или амфиболовые гнейсы и сланцы.

Общая мощность свиты ириньей вараки, по-видимому, не превышает 2—2,5 км, чаще составляя 1—1,5 км, местами уменьшаясь до 0,5 км.

Нижняя подсвита (Pt₁ir₁). В ее строении, весьма разнообразной и пестрой по составу, наибольшее распространение имеют биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые гнейсы и частью сланцы; подчиненно развиты киапит-гранат-биотитовые, биотит-кианитовые, двуслюдяные, мусковитовые, двуслюдяно-ставролит-кианитовые, гранат-кианит-ставролитовые и другие гнейсы и сланцы, реже амфиболиты, в единичных случаях магнетит-амфиболовые сланцы. Обычно это мелкозернистые, редко тонко- и среднезернистые породы сланцеватой или тонкослоистой текстуры. Отдельные разновидности их тонко или грубо переслаиваются и тесно связаны взаимными

переходами. Мощность прослоев изменяется от сантиметров до десятков сантиметров, реже до нескольких метров. При этом, на отдельных участках состав пород и характер переслаивания не одинаковы.

Так, в районе северного берега оз. Нот-озеро (д. Моша, западнее горы Пихти-вара) развиты преимущественно мелкозернистые биотитовые гнейсы с гранатом, реже амфибол-биотитовые гнейсы, с подчиненными прослоями и линзами двуслюдяных и мусковитовых гнейсов, амфиболитов и единичными линзами кианит-гранат-биотитовых гнейсов (северо-восточный склон горы Пихти-вара) и биотит-кианитовых сланцев. В районе рек Винча и Пудос отмечается переслаивание биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых, двуслюдяных и других гнейсов, меньше сланцев такого же состава и реже амфиболитов.

В пределах Ивановой Горы развиты преимущественно мелкозернистые почти не мигматизированные биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, нередко с гранатом, подчиненные им гранат-биотитовые гнейсы и у подножия южного склона — сильно мигматизированные биотитовые гнейсы (Барабанова и др., 1953ф), разрез и соотношения которых с другими породами нижней подсвиты, а также возраст не установлены. Одни исследователи (Неуструев, 1938; Барабанова, 1953ф; Кратц, 1953ф) гнейсы, слагающие Иванову Гору, относят к архею, другие (Чуйкина, Поляк и др., 1954ф) — к протерозою.

Севернее горы Рябо-вары развиты в основном гранат-биотитовые гнейсы (иногда с кианитом), переслаивающиеся с биотитовыми, амфиболовыми и местами двуслюдяными гнейсами, которые З. П. Станиславская и Э. А. Поляк (1953 г.) подразделили на пять горизонтов мощностью от 50 до 350 м каждый.

Юго-западнее Рябо-вары, на северном берегу оз. Елового, по данным двух скважин глубиной до 120 м (Зуйкова, 1953ф) развиты преимущественно биотитовые гнейсы и биотитовые плагиосланцы, местами содержащие графит и густую вкрапленность сульфидов, переслаивающиеся с двуслюдяными гнейсами и подчиненными прослоями мощностью до 3—4 м кианит-двуслюдяных, реже амфиболовых сланцев и амфиболитов. На простирании этих пород к северу, в 7—8 км от оз. Елового и в 2,5 км северо-восточнее оз. Степанова Озера, по материалам четырех скважин глубиной до 80—128 м (Зуйкова, 1954ф) наблюдается переслаивание амфиболитов, амфиболовых, двуслюдяных, мусковитовых, биотитовых гнейсов с резко подчиненными прослоями гранат-биотитовых гнейсов. Местами эти породы сильно графитизированы, турмалинизированы, окварцованы, хлоритизированы, карбонатизированы, содержат неравномерную, иногда значительную (до 10—20%) вкрапленность сульфидов. Последние представлены главным образом пирротинном, меньше пиритом, халькопиритом, марказитом; кроме того, часто отмечается ильменит и в единичных случаях сфалерит.

Породы, развитые обособленно в районе Магнетитовой вараки и отнесенные условно к нижней подсвите, представлены преимущественно гранат-биотитовыми, гранат-биотит-кианитовыми, гранат-двуслюдяными гнейсами и сланцами того же состава, связанными взаимными переходами, с редкими тонкими прослоями биотитовых, биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов и сланцев, которые залегают среди гранат-полевошпатовых амфиболитов. В связи с амфиболовыми сланцами здесь отмечаются грюнерито-гранатобые и магнетито-грюнеритовые сланцы, в которых среднее содержание магнетита не превышает 25% (Смирнов, 1941 г.; Мишарев и др., 1955ф). Ориентировочная мощность гнейсов и сланцев здесь 200—250 м; мощность магнетит-грюнеритовых сланцев не более 25—35 м. Амфиболиты, подстилающие и перекрывающие гнейсы и сланцы на Магнетитовой вараке, по составу и текстуре не отличаются от амфиболитов архея, развитых в этом районе.

Аналогичные гранат-двуслюдяно-кианитовые гнейсы и сланцы, а также амфиболиты отмечаются в районе оз. Шани-ярви.

Ниже приводится краткая характеристика главнейших разновидностей пород нижней подсвиты свиты ириньей вараки.

Биотитовые гнейсы представляют собой серые или темно-серые мелкозернистые породы состава плагиоклаз (от альбит-олигоклаза до андезина, чаще олигоклаз-андезин 30—50%), биотит (15—35%), плеохроитующий в красновато-бурых тонах, кварц (10—45%), в небольших переменных количествах гранат, нередко графит, мусковит и хлорит (замещающие биотит), эпидот, цоизит, постоянно — сульфиды и ильменит, иногда карбонат. Из акцессорных минералов характерны турмалин и меньше рutil, а также апатит, циркон, ортит, сфен.

Гранат-биотитовые гнейсы отличаются буровато-серым и серым цветом, большим количеством граната (до 20%). Почти постоянно в них присутствует кианит. При увеличении содержания последнего они переходят в кианит-гранат-биотитовые, биотит-кианитовые гнейсы. Кианит обычно образует мелкие кристаллы (до 2 мм), содержание его достигает 15—25%. Иногда в незначительных количествах отмечаются силлиманит, ставролит. При увеличении содержания мусковита указанные гнейсы переходят в мусковит-кианитовые, гранат-двуслюдяные, гранат-двуслюдяно-кианитовые, двуслюдяные и мусковитовые.

В двуслюдяных и мусковитовых гнейсах значительная часть биотита замещена мусковитом, содержание которого достигает 20, иногда 40%. Нередко в них присутствует микроклин (до 5% и больше).

Подчиненное развитие среди указанных гнейсов имеют сланцы: биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-кианитовые, гранат-двуслюдяные, мусковит-кианитовые и другие, отличающиеся от гнейсов аналогичного состава главным образом

большим содержанием кварца (до 70%) или реже плагиоклаза (до 60—70%).

Структура гнейсов и сланцев лепидогранобластовая и порфиробластовая.

Амфиболиты представляют темно-зеленые мелко-, реже среднезернистые породы сланцеватой текстуры, нематобластовой или порфиронематобластовой структуры (в порфиробластах гранат, редко амфибол и плагиоклаз). Наиболее распространены гранат-плагиоклазовые и плагиоклазовые амфиболиты, состоящие из зеленой обыкновенной роговой обманки (40—75%), андезина (10—20%), граната (2—20%) и небольшого количества кварца, биотита, хлорита, эпидота, турмалина, кальцита (до 15%), иногда графита, сульфидов, ильменита.

С амфиболитами обычно связаны амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, гранат-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и реже сланцы, залегающие также нередко в виде прослоев различной мощности (от сантиметров до метров) среди биотитовых или гранат-биотитовых гнейсов. От последних амфиболсодержащие гнейсы отличаются присутствием в варьирующем количестве обыкновенной роговой обманки, от амфиболитов — большим содержанием кварца и биотита, замещающего амфибол, более кислым плагиоклазом.

Средняя подсвета ($Pt_1 ir_2$) выделена на горе Винча, к востоку от нее, в районе оз. Ирин-озеро и на южных склонах горы Ирин-горы. В составе подсветы преобладают кианит-ставролитовые, гранат-кианит-ставролитовые, кианитовые, ставролитовые, слюдисто-кварцевые сланцы, двуслюдяные и мусковитовые сланцы и частью гнейсы, которым подчинены гранат-биотитовые, биотитовые и амфиболовые сланцы и гнейсы. Эти светло-серые или желтовато-серые мелкозернистые сланцеватые слои породы связаны взаимными переходами. Местами в них отмечается микрослоистость, обусловленная чередованием полос преимущественно кварцевого, мусковит-кварцевого, биотит-кианитового, кианит-ставролитового состава. Структура гранолепидобластовая, порфиробластовая, местами бластосаммитовая. Состав сланцев весьма непостоянный: кварц (40—60, до 80%), кианит (до 30%), ставролит (до 40%), гранат, мусковит, биотит; в небольшом количестве иногда амфибол, плагиоклаз от олигоклаз-андезина до лабрадора и анортита. Последний наблюдался в гранат-кианит-ставролитовых сланцах на горе Винча (Неуструев, 1939; Кратц и др., 1953ф).

Породы средней подсветы согласно залегают на гранат-биотитовых, биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсах и частью сланцах нижней подсветы, имея с ними постепенные переходы путем тонкого переслаивания. В связи с этим нижняя граница подсветы в некоторой мере условна и определяется по преимущественному развитию кианит- и ставролитсодержащих-слюдисто-кварцевых сланцев. Верхняя граница, установленная лишь

на южных склонах Ирин-горы, более отчетливая и определяется слюдисто-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболовых сланцев, сменяющихся выше по разрезу параамфиболитами (Кратц и др., 1935ф).

Мощность средней подсветы составляет примерно 200—250 м.

Средняя подсвета кианит-ставролитовых сланцев представляет некоторый практический интерес в связи с возможностью обнаружения промышленных концентраций кианита, что основано на сходстве ее со сланцами горы Хизо-вары, где известно промышленное месторождение кианита.

Верхняя подсвета ($Pt_1 ir_3$) развита на Ирин-горе и прослеживается от оз. Ирин-озеро до южного берега оз. Нот-озеро на протяжении 5 км, при ширине 1—3 км. Небольшие выходы ее, не показанные на карте, отмечались юго-западнее Ирин-горы — между реками Винча и Пудос (Кратц и др., 1953 ф).

В составе подсветы преобладают амфиболиты, которые часто переслаиваются с подчиненно развитыми амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми сланцами, редко кварц-биотитовыми сланцами, иногда с тонкими прослоями доломитов. Видимая мощность верхней подсветы 200—250 м.

Амфиболиты — это крупно-, реже средне- и мелкозернистые породы, сланцеватой текстуры, местами с крупными порфиробластами амфибола, гранобластовой структуры. Главными минералами являются: обыкновенная роговая обманка (до 80—90%), редко актинолит, антофиллит или куммингтонит, плагиоклаз (от лабрадор-битовнита до анортита). В небольшом количестве присутствуют: гранат, биотит, кварц, кальцит, магнетит, хлорит, эпидот, изредка ставролит.

На юго-западном склоне Ирин-горы отмечено переслаивание амфиболитов с тонкими прослоями доломитов мощностью до 10 см (Кратц и др., 1953ф).

По мнению К. О. Кратца, параамфиболиты Ирин-горы по составу и текстуре аналогичны нижней части свиты хирвинаволока, развитой на мысе Хирвинаволок и островах оз. Кукас, где они в верхней части разреза сменяются доломитами, переслаивающимися с амфиболовыми и другими сланцами.

По степени метаморфизма породы свиты ириньей вараки относятся к амфиболитовой фации, ставролит-кианитовой субфации регионального метаморфизма, имевшего место до внедрения нижнепротерозойских гранитов. Несмотря на довольно высокую степень метаморфизма, в них местами сохраняется бластосаммитовая структура, а также встречаются слюдисто-кварцевые сланцы, в единичных случаях доломиты. Процессы мигматизации и гранитизации в свите ириньей вараки в целом проявлены слабо. В большинстве породы не мигматизированы

или слабо мигматизированы, содержат местами редкие кварц-полевошпатовые и чаще кварцевые (особенно в амфиболитах) жилки. Более сильная мигматизация и процессы щелочного и кварцевого метасоматоза выражены вблизи гранитов в узких экзоконтактных зонах и в зонах тектонических нарушений, где наблюдается образование порфиробластов микроклина, новообразования кварца, замещение кианита слюдами, амфибола биотитом, биотита мусковитом.

Челозерская свита

Нижняя подсвита (P_1, δ_1) сложена преимущественно амфиболитами и амфиболовыми сланцами, с редкими выходами кварцитов и связанных с ними слюдисто-кварцевых сланцев. Эти породы выделяются в виде полосы шириной 1—2 км меридионального и северо-западного простирания в районе озер Мал. и Бол. Кухто, Степаново озеро, восточнее губы Винча и западнее последней, где протягиваются за пределы площади листа в районе оз. Кукас.

Условия залегания этих пород выяснены недостаточно. Они залегают на реоморфизованном архейском основании; граница между ними, вероятно, тектоническая. Восточнее оз. Бол. Кухто, по-видимому, отмечается надвиг гнейсов архея на амфиболиты. Местами амфиболиты челозерской свиты прорываются гранитами, оказывающими метаморфизирующее воздействие. Соотношения их со свитой ириньей вараки в пределах территории листа не установлена и граница между ними восточнее Степанова озера проведена предположительно. Контакт здесь, вероятно, так же как и северо-западнее губы Винча, имеет тектонический характер, судя по падению пород на северо-восток, под гнейсы свиты ириньей вараки; за пределами описываемого листа (к северо-западу от р. Винча) Ю. С. Неуструевым (1939) предполагался тектонический контакт, по К. О. Кратцу (1953 ф) гнейсы и сланцы свиты ириньей вараки и амфиболиты, сланцы и кварциты челозерской свиты «взаимно переходят друг в друга по горизонтам».

Мощность нижней подсвиты ориентировочно составляет 500 м.

Амфиболиты и тесно связанные с ними амфиболовые плагиосланцы — это темно-зеленые мелкозернистые породы сланцеватой, иногда массивной текстуры. Структура их нематогранобластовая. Главные минералы: обыкновенная или актинолитовая роговая обманка, олигоклаз или олигоклаз-андезин. В небольшом количестве содержатся биотит, хлорит, эпидот, кварц, карбонат, иногда гранат, ставролит, рудный минерал, сфен, апатит, циркон, рутил. Амфиболиты и амфиболовые сланцы, являясь сильно метаморфизованными породами, утратившими свой первоначальный состав и текстуру (за редкими исключениями,

например, в районе оз. Кукас с миндалекаменными текстурами), в большинстве своем предположительно рассматриваются как измененные основные эффузивы (Неуструев, 1939; Кратц, 1953ф).

Кварциты и связанные с ними слюдисто-кварцевые сланцы отмечены среди амфиболитов в виде редких выходов на восточном берегу Степанова озера, севернее Сигового озера, в 1 км западнее оз. Холдылампи, где образуют, по-видимому, маломощные линзы. Видимая мощность кварцитов не превышает 50 м. Контакты их с амфиболитами согласные, резкие. В 1 км западнее оз. Холдылампи (южнее губы Варалакша) в кварцитах на контакте с амфиболитами Э. А. Поляк (1953 г.) отмечены кварцевые конгломераты мощностью 1 м.

Кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы имеют белый цвет и характерную сланцеватую текстуру. Они состоят на 80% из кварца и небольшого количества мусковита, серицита, реже биотита. Западнее оз. Холдылампи в слюдисто-кварцевых сланцах содержится кислый плагиоклаз (до 10%) и микроклин. Из других минералов в незначительных количествах присутствуют эпидот, ортит, циркон, апатит, турмалин. На северо-западном берегу Степанова озера Ю. С. Неуструевым (1936ф) встречены кианитсодержащие слюдисто-кварцевые сланцы.

За пределами данного листа (севернее и южнее оз. Кукас) кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы являются иногда преобладающими в составе нижней подсвиты и занимают более высокое положение в разрезе по отношению к амфиболитам (Нумерова, 1935ф; Кратц и др., 1953ф).

Стратиграфическое положение челозерской свиты недостаточно ясно. Верхняя ее граница определяется по соотношению с прорывающими гранитами, для которых принимается ранний нижнепротерозойский возраст. Нижняя граница достоверно не установлена и в разных местах распространения имеет различный характер. С одной стороны, породы свиты залегают на реоморфизованном основании архея, а с другой, остаются окончательно не выяснены их соотношения со свитой ириньей вараки (постепенные переходы последней или тектонические контакты, благодаря которым затушеваны их действительные соотношения).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичной системы залегают на породах архея и протерозоя. Они характеризуются частой сменой фаций и резкими колебаниями мощности — от нескольких сантиметров до 26 м. Среди них выделяются: ледниковые, позднеледниковые (флювиогляциальные, озерно-ледниковые, морские) и послеледниковые (морские, озерные, аллювиальные, торфяно-болотные) отложения. Послеледниковые образования отнесены к современ-

ному отделу, остальные — к верхнему отделу четвертичной системы. На геологической карте четвертичные отложения показаны главным образом там, где они слагают значительные площади и имеют большую мощность.

Верхний отдел (Q₃)

Ледниковые отложения наиболее распространены и представлены основной мореной последнего оледенения. Морена залегает непосредственно на кристаллических породах. На вершинах и крутых склонах возвышенностей она отсутствует; реже имеет мощность 0,3—3 м, достигая на пологих склонах и в понижениях 8—15 м. В понижениях рельефа морена обычно перекрыта водно-ледниковыми отложениями и торфяниками, местами — морскими осадками.

Литологически морена выражена несортированными разнозернистыми пылеватыми валунными песками, валунными супесями и реже суглинками; иногда в них отмечаются линзы сортированных песков (район губы Тупой). Распределение и количество валунного материала в морене неодинаково, состав его отвечает местным кристаллическим породам.

Почти всюду с поверхности и иногда в основании разреза морена перемыта водами поздних и послеледниковых морских трансгрессий и обогащена валунами. Мощность этой абрадированной морены 0,3—1 м.

Водно-ледниковые (флювиогляциальные и озерно-ледниковые) отложения имеют ограниченное развитие.

Флювиогляциальные отложения представлены слоистыми мелко- и крупнозернистыми песками, галечниками, песчано-гравийным, галечно-валунным материалом, редко супесями. Развита южнее ст. Полярный Круг (между оз. Верх. Нильм-озеро и оз. Ноль-озеро), северо-западнее д. Черная Река, между оз. Бол. Северным озером и оз. Плотичным, между р. Ельть и оз. Шани-ярви, где образуют озовые гряды, сопровождаемые флювиогляциальными шлейфами, задровыми полями. Мощность отложений 2—25 м.

Озерно-ледниковые отложения выражены преимущественно мелкозернистыми песками с гравием и галькой, местами тонкослоистыми супесями и суглинками. Образуют они камы, встречающиеся нередко вместе с озами, а также выполняют понижения рельефа, где мощность их 5 м и более. Развита в районе пос. Тэдино, разъезда Узкого, к западу и югу от оз. Ноль-озеро.

Морские отложения послеледникового времени отмечены в районе восточного берега оз. Тикше-озеро, между южным берегом последнего и озерами Аштахма, Бол. Северным озером, где нередко перекрыты торфяниками, а также южнее оз. Белого (район ст. Лоухи). Залегают они на абсолютных высотах 80—140 м. Представлены в основном слоистыми песками различной

крупности, местами с галькой и валунами, и реже — серыми слоистыми глинами. В 3 км северо-восточнее Степанова озера на абсолютной отметке 110 м в этих отложениях обнаружен комплекс диатомовой флоры, позволяющий отнести их к субарктическому времени. По определениям Е. А. Черемисиновой в составе этого комплекса диатомовых часто встречаются: солонководные виды: *Diploneis Smithii* farhombica Mer., *Synedra tabulata* (ag.) Ktz., морские *Diploneis stromii* Hust., *Navicula latissima* Greg. и древнечетвертичные *Operphora Martyi* Herib. *Operphora Martyi* var. *amphioxys* Poretzky (Зуйкова и др., 1953ф).

Юго-восточнее оз. Тикше-озеро палинологических анализов как глин, развитых в районе оз. Аштахма, так и песков, нередко с галькой и валунами, не проводилось. Отнесены эти отложения к морским, послеледниковым на основании литологического состава, гипсометрического положения и геоморфологии (Апухтин, 1957ф), С. Д. Смирнов (1941 г.) считал их водно-ледниковыми (камовыми).

Вскрытая мощность отложений 4—5 м. Западнее территории листа, в районе оз. Кунд-озеро мощность глин достигает 18 м, у ст. Лоухи мощность песков 26 м.

Современный отдел (Q₄)

Морские отложения послеледникового времени известны на небольших участках по берегам губ Чупинской, Ругозерской, у д. Черная Река, на северном берегу оз. Ниж. Кичаны. Верхние части разреза сложены горизонтально-слоистыми мелко-крупнозернистыми песками с галькой и валунами, нижние — преимущественно серыми песчаными глинами, залегающими обычно на размывтой морене. Мощность песков до 12 м (д. Черная Река), глин 1—3, редко 8 м (юго-восточнее ст. Чупа).

В глинах встречается морская фауна, местами образующая линзы и прослои ракушечника из *Mytilus edulis* L., *Littorina littorea* L. и др. (определения М. А. Лавровой). Эта фауна обнаружена юго-восточнее ст. Чупа на абсолютной высоте 5—7 м. Здесь же С. В. Эпштейном (1934 г.) в глинах встречена *Goldia arctica* L. Аналогичные глины с фауной морских моллюсков севернее д. Черная Река залегает на высоте 34 м над уровнем моря и на горе Хито-варака на отметке 45 м. Непосредственно за пределами листа послеледниковые пески и глины с многочисленными морскими диатомовыми известны в районе губы Тупой и по берегам оз. Верх. Кичаны (Барбанова и др., 1953ф).

Торфяно-болотные отложения — торфяники — залегают на всех перечисленных образованиях. Наибольшие площади они слагают между юго-восточным берегом оз. Тикше-озеро и ст. Кереть, у Бол. Северного озера, западнее горы

Вице-вараки, оз. Дядино, разъезда Узкого, южнее оз. Верх. Нильм-озеро, а также встречаются во многих других местах в виде небольших низинных или верховых болот и заторфованных ламбин. По составу торф гипново-осоковый и сфагновый, обычно слабо разложившийся. Мощность его 0,5—5 м.

Ограниченное распространение имеют послеледниковые озерные и аллювиальные отложения, не показанные на карте.

Озерные отложения развиты отдельными участками по берегам озер Ковд-озеро, Нот-озеро, Ноль-озеро, Верх. и Ниж. Кот-озеро, а также в ряде низин с мелкими озерами (севернее пос. Тэдино), где обычно перекрыты торфяниками. Представлены они слоистыми топко- и мелкозернистыми песками с галькой, иловатыми супесями и глинами, иногда илами, реже диатомитами. Диатомиты известны на дне некоторых озер, в частности, — оз. Ниж. Кот-озеро, и на их берегах под торфом, где подстилаются глинами и реже песками. Мощность диатомита 0,2—1,6 м. Мощность озерных отложений достигает 2—7 м.

Аллювиальные отложения встречаются вдоль р. Кереть и ее притоков, р. Средней, где слагают пойменные террасы и отмели в руслах рек. Аллювий представлен косослоистыми песками с гравием, валунно-галечным материалом. Мощность его не превышает 0,5—1,5 м.

С четвертичными отложениями связаны месторождения строительных материалов (глины), путевого балласта (пески, гравий, валуны), торфа и диатомита.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа выделяются архейские, нижнепротерозойские, протерозойские — палеозойские и нижнепалеозойские интрузивные образования.

К архейским магматическим породам относятся: 1) древнейшие основные породы — ортоамфиболиты; 2) ультраосновные и основные породы, называемые друзитами; 3) плагио-микроклиновы и частью плагиоклазовые граниты и гранодиориты, а также генетически связанные с ними многочисленные пегматитовые, реже аплитовые, кварцевые и кварц-карбонатные жилы. В соответствии с принятой в настоящее время СЗГУ стратиграфической схемой для геологических карт масштаба 1:200 000 первые из них рассматриваются как ранние, а две другие группы — как поздние архейские интрузии*.

Нижнепротерозойские магматические образования представлены: 1) ранними синорогенными основными породами (орто-

* Подразделение архейских интрузий на две группы не отвечает мнению редактора, рассматривающего их как принадлежащие к одному магматическому циклу (Прим. ред.).

амфиболитами) и плагио-микроклиновыми гранитами, сопровождаемыми пегматитовыми, аплитовыми и кварцевыми жилами и 2) более поздними, преимущественно трещинного типа интрузиями ультраосновного состава, а также гранитами, гранодиоритами и диоритами.

К более молодым протерозойским или палеозойским интрузиям отнесен Елетьозерский массив основных и щелочных пород.

Наиболее молодыми нижнепалеозойскими (каледонскими) интрузиями являются щелочные породы Ковдозерского массива и дайки щелочных порфиритов.

Приведенная возрастная последовательность в ряде случаев в значительной мере условна. Так, ввиду сходства состава и структурных особенностей поздних архейских и ранних нижнепротерозойских гранитов, частью диоритов, все они в участках выходов архейского фундамента в зоне развития пород тикшозерской серии отнесены к группе нерасчленившихся гранитов архей — нижнего протерозоя, хотя в действительности некоторые из них или все могут принадлежать к архейским или к нижнепротерозойским образованиям. Возраст некоторых метаморфизованных основных пород во многом зависит от принятого возраста вмещающих их пород беломорской и тикшозерской серий.

Абсолютный возраст архейских пегматитов Чупинско-Лоухского района по многочисленным определениям калий-аргоновым и отчасти свинцовым методами (по биотиту, мусковиту, монациту, ураниниту) и частично гранитов, мигматитов колеблется от 1720 до 2020 млн. лет, составляя чаще 1830—1950 млн. лет; для нижнепротерозойских мигматитообразующих синорогенных гранитов по единичным определениям калий-аргоновым методом — 1760—1850 млн. лет; для щелочных сиенитов Елетьозерского массива — 1670 млн. лет (Герлинг, Полканов, 1958).

РАННИЕ АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Амфиболиты гранатовые и полевошпатовые (NA)

Эти амфиболиты не сохранили, за редким исключением, признаков первично магматического происхождения. На основании текстурных особенностей и условий залегания они тем не менее условно выделяются в качестве древнейших магматических основных пород, глубоко измененных процессами метаморфизма и гранитизации. Не исключено большее распространение ортоамфиболитов, чем это показано на карте, но из-за отсутствия критериев для различия от параамфиболитов, рассматриваемых в составе беломорской серии, возможно, часть их отнесена к средней толще, а часть показана в составе толщ как амфиболиты неясного или вулканогенного происхождения.

К группе древнейших ортоамфиболитов отнесены мелкие линзообразные и пластообразные тела амфиболитов, согласно

залегающие среди гнейсов беломорской серии восточнее озера Беличье, Верховского, северо-восточнее оз. Нот-озеро, на восточном берегу оз. Ноль-озеро, севернее оз. Варламово, в районе разезда Катозеро. Размеры тел составляют в длину 0,1—1 км и по мощности от нескольких метров до 100—200 м.

Амфиболиты имеют массивную или сланцеватую, нередко полосчатую текстуру, гранобластовую или нематобластовую, изредка бластогаббровую структуру. По составу преобладают гранатовые и полевошпатовые амфиболиты, состоящие из обыкновенной роговой обманки (50—75%), олигоклаз-андезина (25—40%), граната (5—20%), нередко диопсида; в небольших количествах присутствуют биотит, кварц, сфен, апатит, ортит, скаполит, хлорит, эпидот, цоизит.

Эти амфиболиты, являясь наиболее древними по отношению к основным и кислым архейским породам, относятся К. А. Шуркиным (1956ф) к проорогенным межпластовым интрузиям, т. е. одновременным с накоплением осадков беломорской серии.

Кроме описанных древнейших основных пород, к группе ранних архейских интрузий на смежных листах относятся олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты (граниты первой группы), которые на данной площади не выделяются, так как не образуют обособленных массивов; но вероятно с ними связаны мигматиты, выраженные инъекционными жилками плагиогранитного состава в породах беломорской серии.

ПОЗДНИЕ АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Ультраосновные и основные породы (друзиты)

Эти породы весьма характерны для Западного Беломорья и имеют широкое распространение. По петрографическому составу среди них выделяются оливиниты, перидотиты, габбро-перидотиты, пироксениты (σA), габбро-нориты, габбро, габбро-амфиболиты (νA), габбро-анортозиты, габбро-лабрадориты ($\nu\sigma A$) и измененные их разновидности — амфиболиты и амфиболовые сланцы. Вся эта группа пород связана постепенными переходами и представляет единую комагматическую серию.

Они образуют многочисленные линзообразные, пластообразные, округлые или неправильной формы бескорневые тела, обычно согласно залегающие среди пород беломорской серии; реже встречаются дайкообразные и штокообразные тела, а также маломощные секущие дайки. Последние представлены габбро-диабазами, габбро-порфиридами, диабазовыми порфиридами, микрогаббро. Размеры тел друзитов в среднем 0,2—0,6 км², иногда достигают 5 км².

Местами отмечается приуроченность интрузий друзитов к определенным зонам, в которых они расположены цепочками, группами, согласно с вмещающими гнейсами. Такие зоны наблю-

даются северо-западнее оз. Нигр-озеро, в районе пос. Тэдино, месторождения Северной Вараки, севернее оз. Важенка. По мнению К. А. Шуркина (1955), интрузии в этих зонах тяготеют к уровням напластования вмещающих пород, тогда как другие исследователи — В. С. Смирнова, А. Н. Спиридонов — рассматривают их в качестве древнейших зон разломов. Среди этой группы интрузий преобладают габбро-нориты (с оливинитом и без него). Чаще мелкие тела имеют однородный состав, но нередко в пределах одного массива встречаются близкие по составу разновидности при преобладании одной из них.

Для описываемых пород характерна своеобразная друзитовая структура (в сочетании с габбро-офитовой, офитовой, пойкилитовой, панидиоморфнозернистой) в виде радиальнолучистых каемок вторичных минералов вокруг оливина, гиперстена и авгита на границе с плагиоклазом. Петрографический состав ультраосновных и основных пород определяется соотношением главных минералов: оливина, ромбического и моноклинного пироксенов и плагиоклаза.

Оливиниты состоят из оливина, обычно серпентинизированного, и небольшого количества пироксена, шпинели, магнетита. Массив оливинитов размером 100—150 м² известен в 3 км севернее пос. Тэдино.

Перидотиты и габбро-перидотиты состоят из оливина (10—70%), гиперстена, бронзита и авгита. При метаморфизме оливин и пироксен замещаются серпентином, амфиболом, биотитом, хлоритом, карбонатом. В небольших количествах имеются плагиоклаз, магнетит, шпинель. Иногда авгит отсутствует и породы могут быть названы гарцбургитами, которые образуют шширообразные обособления обычно среди перидотитов. Последними сложен наиболее крупный массив южнее ст. Чуца, дайкообразное тело севернее оз. Копыт-озеро, ряд мелких интрузий между ст. Пояконда и оз. Нигр-озеро, южнее губы Тупой, большая часть массива у д. Черной Реки.

Пироксениты образуют шширообразные или полосовидные участки среди перидотитов и габбро-перидотитов и редко встречаются как самостоятельные тела. Севернее оз. Нигр-озеро отмечен массив 500×200 м гигантозернистых пироксенитов, состоящих из энстатита, гиперстена, хлорита, зеленой шпинели, ассоциирующей с карбонатом, и амфибола, дающего иногда асбестовые разновидности (Бунтин, 1936ф).

Габбро-нориты (оливинитовые и без оливина) голубовато-серые, зеленовато-серые или темно-зеленые породы равномерно, средне- или крупнозернистой массивной текстуры. Они состоят из ромбического и моноклинного пироксенов (в сумме 60%), андезин-лабрадора или лабрадора (25—35%), иногда оливина (до 10—15%). Второстепенные минералы: амфибол, гранат, биотит, рудный минерал, иногда кварц, рутил, редко апатит.

В габбро, в отличие от габбро-норитов, присутствует только моноклинный пироксен типа диопсид-геденбергита и авгита и в большем количестве основной плагиоклаз. Иногда при значительном содержании граната (до 25%) они переходят в гранатовые габбро.

Габбро-анортозиты, габбро-лабрадориты встречаются редко. Они слагают наиболее крупный массив 3,5×0,8 км и несколько мелких тел севернее оз. Ниж. Кот-озеро, где залегают среди амфиболитов, и небольшое тело на восточном берегу р. Кереть у оз. Ниж. Ламба. Эти белые или серовато-белые крупнозернистые массивные, местами слабо полосчатые породы, состоят в основном из плагиоклаза, иногда зонального (№ 45—55, редко до № 80), переменного количества обыкновенной роговой обманки (до 10—20%) и небольшого количества биотита, граната, иногда кварца, эпидота, цоизита, сфена, апатита, рудного минерала, хлорита, редко пренита. Структура их бластогаббровая, бластоаллотриоморфнозернистая. Внутри массивов габбро-лабрадоритов наблюдаются местами линзообразные обособления гранато-амфиболового и диопсид-гранат-амфиболового состава.

Основные и ультраосновные породы в той или иной степени метаморфизованы. Обычно наиболее глубокие изменения наблюдаются в зонах сильной мигматизации, тектонических нарушений, в контакте с гранитами, пегматитами, где они полностью или частично превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты (биотитовые, гранатовые, диопсид-гранатовые; полевошпатовые, мономинеральные), не отличимые от сходных по составу древнейших орто- и параамфиболитов. В результате метаморфических преобразований габбро-нориты через габбро-амфиболиты переходят в гранатовые и полевошпатовые амфиболиты; перидотиты, пироксениты — в актинолитовые амфиболиты и актинолит-тремолит-, антофиллит-, тальксодержащие сланцы; габбро-анортозиты — в цоизитлабрадоровые и существенно андезитовые сланцы, а меланократовые их разновидности — в гранатовые и диопсид-гранатовые амфиболиты (Судовиков, 1947ф; Лебедев, 1951 г.; Шуркин, 1956ф).

Габбро-диабазы, габбро-порфириты, микрогаббро, диабазовые порфириты образуют маломощные дайки и жилы, секущие габбро-нориты и реже гнейсы и мигматиты беломорской серии. В свою очередь они иногда секутся жилами пегматитов и аплитов. Известны на Северной и Южной вараках, в 3—4 км севернее ст. Полярный Круг, в районе пос. Тэдино, в 1,5—2 км восточнее и севернее д. Перекоп. Мощность даек изменяется от 0,2 до 1,5 м, редко 15 м, длина не превышает 20—50 м. Простирание северо-западное, реже северо-восточное, падение крутое. Контакты с вмещающими породами резкие, прямолинейные. Эти мелкозернистые почти афанитового сложения зеленовато-серые массивные породы

местами почти нацело превращены в амфиболиты. Структура их бластогаббровая, бластоофитовая, бластопорфировая, грано-нематобластовая. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом, амфиболом, иногда гиперстеном и диопсидом.

Большинством исследователей ультраосновные и основные породы считались разновозрастными и относились к начальному этапу постботнийского (верхнеархейского) магматизма (Судовиков, 1939; Григорьев, 1950ф и многие другие). При этом, секущие дайки габбро-диабазов, габбро-порфиритов одними рассматривались как жильная фация друзитов (Смирнова и др., 1951ф), другими — как более молодые нижнепротерозойские интрузии (Барабанова и др., 1952ф).

По данным К. А. Шуркина (1955), друзиты являются разновозрастными и подразделяются на ранне-, поздне- и посторогенные интрузии, возникшие в различные периоды развития архейской геосинклинальной зоны. К раннеорогенным интрузиям относится большая часть этих пород состава от перидотитов до габбро-анортозитов (и гиперстеновых диоритов), т. е. большинство тел, выделенных на карте. Эти синкинематические офиолитоподобные интрузии, согласные со складчатой структурой вмещающих гнейсов, предшествуют развитию региональной мигматизации, а также гранитам и жилам пегматитов. Позднеорогенные интрузии имеют наряду с согласными и секущие контакты с мигматитами, заключают их ксенолиты и в контактах часто мелкозернистые, порфиритовой структуры. Они возникли после максимального развития мигматизации, но до полной консолидации гнейсов, совместно с которыми иногда деформированы. На территории листа эти интрузии пока не выделены, возможно к ним относятся единичные небольшие тела северо-восточнее д. Пажма, восточнее оз. Ниж. Кот-озеро. К посторогенным интрузиям принадлежат маломощные дайки и жилы габбро-диабазов, габбро-порфиритов*, секущие габбро-нориты, гнейсы и мигматиты независимо от складчатой структуры последних.

С друзитами изредка связана редкая рассеянная вкрапленность никельсодержащих сульфидов и ничтожные признаки антофиллитового асбеста (в измененных ультраосновных породах).

Плагио-микроклиновые граниты, частью плагиоклазовые граниты и гранодиориты (γ_2A)

Плагио-микроклиновые граниты образуют многочисленные (более 70) мелкие согласные с неясными контактами тела, с постепенными переходами в мигматиты и мигматизированные гнейсы. Характерна приуроченность их к нижней толще (горы (Корытные и др.), в особенности к центральной части Ковд-

* На геологической карте не показаны.

озерско-Керетьозерского антиклинория; реже они встречаются среди пород средней толщи (южнее оз. Ковд-озеро) и редко в верхней толще (северный берег оз. Верх. Нигр-озеро). Размеры тел гранитов изменяются от 200×300 м до 1×2 км, редко 2×4 км.

Граниты характеризуются розовым и красным цветом средне- и крупнозернистой массивной и реже гнейсовидной текстурой, часто с порфиробластами микроклина. Местами в гранитах наблюдаются реликтовые участки гранитизированных гнейсов, а также ксенолиты (размером $0,3 \times 0,7$, $1,5 \times 4$ м) биотитовых гнейсов и амфиболитов. Структура гранитов гранобластовая и бластогранитная, осложненная явлениями метасоматического замещения (калиевый, отчасти кварцевый метасоматоз). Состав гранитов: микроклин решетчатый (20—70%), альбит-олигоклаз или олигоклаз (15—60%), кварц (20—40%), биотит (5—10%), иногда роговая обманка, мусковит; аксессуарные минералы: апатит, циркон, рудный. По составу явно преобладают биотитовые плагио-микроклиновые граниты. Плагиоклазовые граниты встречаются редко; небольшое тело их известно в 4 км южнее восточного конца губы Тупой.

Гранодиориты отмечены лишь севернее оз. Пажма (Барабанова и др., 1953ф) и отнесены к этой группе условно. Состоят они в основном из олигоклаза (65—75%), вторичного кварца (15—20%), небольшого количества биотита, зеленой роговой обманки, единичных зерен гиперстена, иногда эпидота и кальцита, ассоциирующих с амфиболом. Структура катакластическая с реликтами гранитной.

По химическому составу плагио-микроклиновые граниты отличаются высоким содержанием глинозема (14,7%) и щелочей (в сумме около 7%), при отношении $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 1 : 1$, и низким содержанием Fe, Mg.

К. А. Шуркиным (1956ф) отмечается зависимость состава и цвета гранитов от вмещающих пород беломорской серии. Так, красные и розовые плагио-микроклиновые биотитовые граниты приурочены преимущественно к нижней толще, белые двуслюдяные и мусковитовые плагио-микроклиновые граниты¹ — к кианит- и гранат-биотитовым гнейсам верхней толщи, гранодиориты — к амфиболовым гнейсам и амфиболитам, развитым главным образом в средней толще.

Вопрос о генезисе данных гранитов дискуссионный. По мнению Н. Г. Судовикова (1939, 1947ф), разделяемому многими исследователями, граниты являются метасоматическими образованиями, продуктом высшей степени мигматизации и гранити-

¹ На геологической карте двуслюдяные и мусковитовые граниты (анатектиты, по Шуркину) не выделены из-за ничтожного развития. На этих участках показана сильная мигматизация и породы описываются в составе верхней толщи как двуслюдяные и мусковитовые аплитовидные гнейсы и гранито-гнейсы.

зации гнейсов; это, по нашему мнению, наиболее вероятно для гранитов, залегающих в нижней толще и отчасти в участках тектонических нарушений в более высоких частях беломорской серии. Обладая пластичностью и способностью к перемещению в высокие части разреза, они приобретают признаки интрузивных магматических гранитов, образуя небольшие штоки и жилы.

По К. А. Шуркину (1956ф), граниты, являясь синкинематическими и одновременными или почти одновременными с процессами ультраметаморфизма (мигматизации), по возрасту занимают промежуточное положение между ранне- и позднеорогенными интрузиями друзитов.

В генетической связи с синкинематическими плагио-микроклиновыми гранитами находятся жилы гранитов, аплитов, пегматитов и кварц-карбонатные жилы. Наиболее распространены пегматитовые жилы, многие из которых являются промышленными месторождениями слюды-мусковита и керамического сырья.

Пегматитовые жилы (р А)

Пегматиты залегают во всех архейских породах, располагаясь группами или кустами, реже одиночными жилами. Наибольшая концентрация их наблюдается в верхней толще (район пос. Тэдино, восточнее разъезда Карельского) и меньше в средней толще (район разъезда Катозеро и ст. Чупа). Всего зарегистрировано 500 жил, из которых половина слюдоносные, в том числе около 100 жил промышленно-слюдоносные, остальные керамические и комплексные (слюдяно-керамические).

По условиям залегания почти все жилы секущие. Простирание их северо-западное и меридиональное, реже северо-восточное, падение крутое. Форма жил линзообразная, дайкообразная, реже неправильная и штокообразная. Контакты обычно четкие, прямолинейные, нередко извилистые. Контактные изменения выражены слабо и сводятся в гнейсах к замещению кианита, граната слюдами, к мусковитизации и окварцеванию гнейсов, в основных породах — к амфиболитизации и биотитизации, в эндо-контактных зонах пегматитов отмечается увеличение основности плагиоклаза.

Длина жил по простиранию колеблется от 10—20 м, до 300—390 м, мощность — от 0,5 до 10 и редко 20—30 м, преобладают жилы длиной 50—150 м и мощностью 2—8 м. Протяженность жил на глубину, установленная бурением, 20—100 м и больше (до 240 м).

Строение большинства пегматитовых жил дифференцированное, нередко зональное. Обычно в центральной части жил присутствуют сплошные или прерывистые зоны кварца, сменяющиеся к периферии пегматитом различного состава и структуры. Наиболее распространены структуры пегматитов апогра-

фическая и пегматоидная различной крупности, местами блоковая и метасоматического замещения (кварц-мусковитовый комплекс), в меньшей мере графическая, аплитовая, ортотектитовая.

Пегматиты состоят в основном из плагиоклаза (№ 5—23), микроклина, кварца; в том или ином количестве почти во всех жилах присутствуют: мусковит, биотит, меньше апатит, турмалин-шерл, гранат, характерны также уранинит, гуммит, карбуран, ортит, циртолит, монацит и сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин); редко встречаются молибденит, циркон и некоторые другие минералы.

По составу и характеру слюдоносности пегматитовые жилы подразделяются на три основных типа: 1) слюдоносные плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые пегматиты (с белым и кремновым микроклином), часто содержащие мусковит в промышленных количествах и приуроченные исключительно к кианит- и гранат-биотитовым гнейсам верхней толщи (месторождения Слюда-варака, Нигр-озеро, Перти-варака); 2) слюдяно-керамические плагио-микроклиновые (с розовым и красным микроклином), содержащие иногда мусковит и керамическое сырье, и залегающие в биотитовых, амфиболовых гнейсах и амфиболитах средней толщи (особенно характерно месторождение Хето-Ламбино на территории смежного листа Q-36-XVI) или в основных породах, подстилаемых гнейсами верхней толщи (месторождения Тэдино, Северная Варака); 3) керамические плагио-микроклиновые и микроклиновые (с красным микроклином), приуроченные к мигматизированным гнейсам нижней толщи и биотитовым гнейсам и амфиболитам средней толщи (месторождения у разреза Катозеро и ст. Чупа). Наиболее крупные жилы этого типа залегают в основных породах. В гнейсах нижней толщи пегматиты мелкозернистые, недифференцированные, малой мощности и протяженности и не имеют практического значения.

Локализация кустов пегматитовых жил контролируется по мнению одних исследователей (П. П. Скабичевский, В. С. Смирнова и др.) складчатыми структурами, других (П. П. Боровиков, В. Д. Никитин, А. В. Скропышев) — зонами разломов. Наибольшая концентрация пегматитов наблюдается в местах перегибов осей антиклинальных и синклиналиных складок II, III порядков, на крыльях их, в участках интенсивной мелкой складчатости. При этом жилы чаще приурочены к трещинам разрыва, перпендикулярным осям мелких складок, реже к трещинам скалывания и к межбужинным разрывам.

Большинство исследователей пегматитовые жилы Чупинско-Лоухского района считает разновозрастными и генетически связывают с позднеархейскими синкинематическими гранитами.

Абсолютный возраст пегматитов месторождений Слюда-вараки, Перти-вараки составляет 1870—1920 млн. лет. (Герлинг, Полканов, 1958).

Гранитные, аплитовые, кварцевые и кварц-карбонатные жилы распространены крайне ограниченно по сравнению с пегматитами и на геологической карте не показаны. Практического значения они не имеют, за исключением некоторых крупных кварцевых жил.

Маломощные жилы мелкозернистого массивного красного биотитового микроклинового гранита отмечены на Южной Вараке, где они секут габбро-нориты.

Жилы аплита чаще залегают в гнейсах и основных породах (район д. Черной реки, Северная варака), а также среди гранитов (горы Корытные). Мощность жил 1—50 см, редко до 1 м, видимая длина не более 20—30 м. Аплиты массивные, равнозернистые белые, светло-розовые и розовые породы плагио-микроклинового и иногда плагиоклазового состава.

Кварцевые жилы встречаются среди гнейсов, амфиболитов, основных пород и гранитов. Обычно жилы секущие, реже пластовые, сложены мономинеральным молочно-белым, редко серым кварцем. Иногда в них в небольшом количестве содержится плагиоклаз (в зальбандах) и вкрапленность сульфидов. В жилах, залегающих в высокоглиноземистых гнейсах, наблюдается кианит. Мощность жил изменяется от 5—10 см до 3—5 м, длина до 5—30 м, редко больше.

Кварц-карбонатные жилы отмечены на северном берегу оз. Важенка, где секут габбро-нориты в виде серии маломощных (6—10 см) вертикально падающих жил. Кроме кварца и карбонатов, в небольшом количестве они содержат хлорит, клинохлор, турмалин, рутил. Кварц-карбонатные жилы являются наиболее поздними гидротермальными образованиями архейского магматизма.

АРХЕЙСКИЕ—НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Плагио-микроклиновые и плагиоклазовые граниты, частью диориты (γA—Pt₁)

В эту группу условно выделены граниты и частью диориты, залегающие среди гранито-гнейсов и мигматитов нижней толщи архейского основания в зоне контакта с породами тикшозерской серии. Они образуют небольшие тела размером 0,5×0,6 км, редко до 2×2 км, с неясными постепенными переходами в мигматиты. В связи с этим граниты картируются или в виде небольших тел среди мигматитов архея (Зуйкова, 1953ф; Поляк, 1953 г.), или как значительные поля вместе с мигматитами реоморфизованного архейского основания (Кратц и др, 1953ф). По составу среди них преобладают плагио-микроклиновые граниты (северо-восточный берег оз. Тикше-озеро, южнее оз. Нотозеро), реже наблюдаются существенно плагиоклазовые гра-

ниты (восточнее горы Пихти-вара) и диориты (южнее и севернее губы Варалакша оз. Тикше-озеро).

Граниты по составу, структурам и условиям залегания не отличаются от поздних архейских гранитов и, возможно, являются с ними разновозрастными. Они характеризуются кристаллобластическими структурами и состоят в основном из микроклина, альбит-олигоклаза, кварца, биотита.

Диориты обладают гранобластовыми структурами, изредка с реликтами гипидиоморфнозернистой. Состав их: серицитизированный альбит-олигоклаз (40—75%), обыкновенная роговая обманка, биотит, хлорит, эпидот, цоизит, ортит, апатит, сфен, рудный минерал, иногда микроклин, образующий крупные порфиобласти, и кварц. Появление микроклина и кварца связано с воздействием плагио-микроклиновых гранитов, образующих иногда секущие жилы в диоритах.

Возраст пород этой группы разными исследователями рассматривается различно. В частности, плагиоклазовые граниты относятся то к архею (граниты первой группы — Барабанова, 1953ф), то к протерозою (Чуйкина и др., 1956ф), плагио-микроклиновые граниты одними принимаются за архейские (Поляк, 1953 г. и др.), другими — за нижнепротерозойские, одновременные с гранитами, залегающими среди пород тикшеозерской серии (Кратц и др., 1953ф). Диориты рассматриваются как относительно более ранние дифференциаты, чем нижнепротерозойские граниты (Зуйкова и др., 1953) или гибридные породы, связанные с ассимиляцией амфиболитов гранитной магмой (Неуструев, 1939). Диориты вместе с гранитами и реоморфизованным архейским основанием Ю. С. Неуструевым выделялись под названием гранитов тикшеозерского типа и относились к посткарельским интрузиям.

В связи с отсутствием критериев для установления возраста граниты и диориты, залегающие среди архейского основания в зоне развития пород тикшеозерской серии, условно рассматриваются как нерасчлененные поздние архейские или ранние нижнепротерозойские интрузии.

РАННИЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Основные породы — амфиболиты, метагаббро ($N Pt_1$)

Основные породы залегают среди гнейсов, сланцев и особенно амфиболитов тикшеозерской серии, имея с ними согласные контакты. В большинстве своем они сильно изменены процессами метаморфизма и превращены в амфиболиты.

Наиболее крупный массив (4×1,6 км) ортоамфиболитов находится южнее вершины горы Винча. Небольшие пластообразные и дайкообразные тела их длиной 0,5—2,5 км и мощностью до 100—200 м известны на Ирин-горе и юго-западнее ее (Зуйкова, 1953ф; Кратц, 1953ф). Мелкие тела измененных

основных пород типа метагаббро размером от десятка метров до 0,5 км² отмечены на Ивановой Горе и западнее горы Пихти-вара.

Амфиболиты — темно-зеленые средне- и неравномернопозернистые породы сланцеватой или массивной текстуры, иногда с крупными (до 15 см) зернами граната и миндалинами или тонкими жилками карбоната, местами окварцованные. Структура нематобластовая, гранобластовая, в отдельных случаях с реликтами первичных магматических структур. Состав: обыкновенная зеленая роговая обманка (80—90%), в небольших количествах олигоклаз-андезин или андезин, кварц, биотит, карбонат, магнетит, хлорит (иногда антигорит), гранат, ставролит, кианит, скаполит, ортит, сфен, апатит, турмалин, рутил.

Стратиграфическое положение сильно измененных основных пород, являющихся синкинематическими ранними нижнепротерозойскими интрузиями, определяется тем, что они прорывают породы тикшеозерской серии и содержат их ксенолиты, испытывают метаморфизирующее влияние гранитов и секутся жилками последних. Возраст основных пород, развитых в районе Ивановой Горы и западнее Пихти-вара среди амфиболовых и биотитовых гнейсов свиты ириньей вараки остается неопределенным. Если вмещающие гнейсы являются не нижнепротерозойскими, как это принято в данной записке, а архейскими (Барабанова и др., 1953ф; Неуструев, 1936ф), то залегающие в них мелкие тела основных пород следует относить к поздним архейским интрузиям.

Плагио-микроклиновые граниты ($\gamma_1 Pt_1$)

Плагио-микроклиновые граниты залегают среди пород тикшеозерской серии, образуя массивы Колзаварский (севернее горы Винча 4×2 км) и Сигозерский (Ламакко-вара 8×3,5 км), а также несколько мелких выходов размером до 0,3×0,6 км северовосточнее Ирин-горы, на юго-восточном берегу Степанова озера и др. Аналогичные граниты и частью связанные с ними гибридные гранодиориты (по Ю. С. Неуструеву, тикшеозерские граниты) известны по восточному берегу оз. Тикше-озеро.

Граниты являются синкинематическими интрузиями. Внутренняя структура их параллельна контактам и сопряжена со складчатой структурой вмещающих пород. При этом контакты тел гранитов с породами тикшеозерской серии сравнительно отчетливые, с мигматизацией в узких экзоконтактных зонах; с архейскими гранито-гнейсами неясные, с постепенными переходами (восточнее оз. Тикше-озеро). Нередко в гранитах содержатся ксенолиты как архейских гнейсов и амфиболитов, так и мелкозернистых мусковитовых и биотитовых гнейсов и амфиболитов свиты ириньей вараки, возможно, отчасти являющихся реликтами кровли.

Граниты розовые и красные, средне- или крупнозернистые, преимущественно огнейсованные, редко массивные лейкократовые. Гнейсовидность обусловлена ориентированным расположением биотита, а также линзовидно вытянутых зерен кварца и полевого шпата. Состоят они из решетчатого микроклина и микроклин-микрпертита (20—45%), альбита и альбит-олигоклаза (20—50%), кварца (20—35%), биотита (до 5%), замещаемого мусковитом и хлоритом. В незначительных количествах присутствуют эпидот, цоизит, ортит, гранат, иногда роговая обманка (в контакте с амфиболитами), рудный минерал, апатит, турмалин. Структура реликтовая гранитная и гранобластовая. По химическому составу они совершенно не отличаются от поздних архейских плагио-микроклиновых гранитов и также характеризуются высоким содержанием глинозема (14,59%), щелочей (в сумме более 8%) и ничтожным содержанием Fe и Mg.

В региональной схеме стратиграфии граниты отвечают ранним нижнепротерозойским интрузиям. Ю. С. Неуструевым (1939) эти граниты относились к посткарельским и сопоставлялись с посткалевийскими гранитами восточной Финляндии.

Граниты сопровождаются жилами гранит-аплита, пегматита, кварца, секущими породы тикшеозерской серии и измененные основные породы. Наиболее часто встречаются пегматитовые жилы, которые, возможно, могут представить некоторый интерес на слюду-мусковит.

Пегматитовые жилы (ρ Pt₁)

Пегматитовые жилы залегают преимущественно среди гранат-биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов и сланцев свиты ириньей вараки, располагаясь обычно кустами (севернее д. Моша и горы Рябо-вары, на Ивановой Горе), реже единичными жилами (гора Винча). Всего отмечено более 100 жил. По условиям залегания жилы пластовые, пластово-секущие и секущие. Размеры небольшие — мощность 0,5—3 м, длина 10—50 м, реже 80—130 м. Лишь к северу от д. Моша преобладают крупные секущие жилы длиной 100—200 м, редко 300 м, средней мощностью 2—5 м. Форма жил правильная или с раздвухами и пережимами, реже линзообразная и ветвящаяся. Строение жил слабо дифференцированное. Структура в основном среднезернистая пегматонидная, местами блоковая, редко графическая. По составу пегматиты плагиоклазовые и плагио-микроклиновые. Во многих жилах в небольшом количестве содержатся биотит, мусковит, а также турмалин, гранат, апатит, пирит, халькопирит, пирротин. По сравнению с промышленными пегматитами Чупинско-Лоухского слюдоносного района эти пегматиты изучены слабо.

ПОЗДНИЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Серпентинизированные оливиниты, серпентиниты, тремолитовые породы (σ Pt₁)

Ультраосновные породы образуют два интрузивных тела, из которых более крупное расположено на северо-восточном берегу оз. Тикше-озеро, между губой Винча и губой Варалакша (Винчегубский массив), другое — в 9 км западнее его на северном берегу оз. Верх. Каменного. Последнее, размером 0,5×1 км, выделено предположительно только по геофизическим данным.

Винчегубский массив (размером 0,5×3,6 км) приурочен к трещине—разлому северо-западного простирания, согласно залегает среди сильно мигматизированных биотитовых гнейсов архея. Он сложен серпентинизированными оливинитами, серпентинитами и тремолитовыми породами.

Серпентинизированные оливиниты — массивные породы с петельчатой структурой, состоящие из волокнистого хризотила с реликтами оливина. Как второстепенные минералы присутствуют: тремолит, тальк, хлорит и магнетит, образующийся при серпентинизации оливина. Серпентиниты имеют пластинчатую псевдоморфную структуру и состоят из серпентина-антигорита и небольшого количества магнетита, иногда хлорита. Тремолитовые породы отличаются сноповидной структурой и состоят в основном из тремолита и карбоната, а также талька, магнетита.

Стратиграфическое положение ультраосновных пород определяется тем, что аналогичные интрузии, развитые западнее листа (южнее оз. Кукас), прорывают амфиболиты и кварциты челозерской свиты. Большинство исследователей (Неуструев, 1939; Перевозчикова, 1958 г.) ультраосновные породы считают моложе гранитов, относимых к ранним нижнепротерозойским интрузиям, и рассматривают их как поздние нижнепротерозойские интрузии.

Граниты, гранодиориты, диориты с опаловидным кварцем ($\gamma_2\delta$ Pt₁).

Эти породы распространены в районе озер Керчуг, Новое, Травяное, Долгое, где образуют наиболее крупный Керчугозерский массив площадью 10 км², ряд небольших выходов вблизи него и западнее оз. Петри-ярви; к этой же группе условно отнесены небольшие тела гранитов в районе оз. Верх. Черного Озера. Они залегают среди архейских сильно мигматизированных гнейсов и амфиболитов нижней толщи. Контакты их с вмещающими породами согласные или частью согласно секущие и секущие. Севернее оз. Травяного наблюдался отчетливо эруптивный секущий контакт этого гранита в виде ветвящихся жил с амфиболитами.

Керчугозерский массив, по данным Р. И. Солодковой (Мишарев и др., 1955ф) и С. Д. Смирнова (1941 г.), сло-

жен преимущественно серыми среднезернистыми массивными или местами слабо огнейсованными, иногда порфиоровидными олигоклазовыми пироксен-амфиболовыми гранодиоритами, диоритами и частью гранитами, подчиненно развитыми розовыми и красными крупнозернистыми порфиоровидными микроклиновыми биотитовыми гранитами. Простирание огнейсованности гранитоидов изменяется от северо-западного 280—330° (в южной части массива) до северо-восточного 60—70° (севернее озер Керчуг—Травяное) с падением под углами 30—70° преимущественно в северных румбах. Местами в восточной краевой части массива наблюдается грубая полосчатость, обусловленная чередованием относительно лейкократовых гнейсо-гранодиоритов и диоритов с пироксен-плаггиоклазовыми амфиболитами.

Серые граниты, гранодиориты и диориты тесно связаны взаимными переходами и отличаются переменным содержанием кварца и цветных минералов. Для них характерно наличие голубовато-серого опаловидного кварца в виде крупных порфиоровидных зерен, образующего местами скопления или прожилки. Иногда наблюдаются порфиоровидные кристаллы плаггиоклаза и изредка крупные порфиробласты микроклина (до 4×12 см). Структура их бластогипидноморфнозернистая, местами бластогранитная, гранобластовая и порфиробластовая. Состав: олигоклаз (50—70%), кварц (от единичных зерен до 30%), гиперстен, изредка авгит (до 5—15%), обыкновенная роговая обманка, биотит, иногда решетчатый микроклин, очень редко нерешетчатый микроклин и ортоклаз, апатит, циркон, рудный минерал, сфен, ортит, хлорит. В ничтожном количестве в них обнаружены ильменит, монацит, молибденит, флюорит.

В юго-западной части массива эти породы сравнительно однородные, с редкими ксенолитами амфиболитов. В восточной краевой части, а также вдоль протоки из оз. Керчуг они содержат множество в различной степени ассимилированных ксенолитов и реликтовых участков сильно измененных основных пород, представленных полевошпатовыми амфиболитами, реже метагаббро и в контакте гибридными породами типа амфибол-биотитовых ортогнейсов или лейкократовых роговообманковых пород (иногда с гранатом, пироксеном). Размеры ксенолитов — от сантиметров до нескольких сотен метров.

Красные и розовые крупнозернистые порфиоровидные граниты образуют небольшие согласные тела среди олигоклазовых гранитов и гранодиоритов в северной части массива и в 0,5 км северо-восточнее оз. Керчуг, а также встречаются в них в виде пластово-секущих и секущих жил мощностью 0,3—2,5 м. Наряду с жилами крупнозернистых гранитов западнее оз. Петри-ярви наблюдались секущие жилы мелкозернистых массивных плаггио-микроклиновых гранитов, состоящих в основ-

ном из микроклина (55%), альбит-олигоклаза (15%), кварца, биотита.

В возрастном отношении граниты, гранодиориты и диориты с спаловидным кварцем моложе мигматизированных гнейсов и амфиболитов архея, с которыми местами имеют эруптивные контакты и мигматизируют их в узкой контактной зоне, включают ксенолиты измененных основных пород и в свою очередь секутся жилами микроклиновых гранитов. Для установления возраста измененных основных пород не имеется надежных данных; они могут принадлежать как к архейским интрузиям (древнейшим ортоамфиболитам или друзитам), так и являться дифференциатами этого же комагматического комплекса. К поздним нижнепротерозойским интрузиям Керчугозерский массив отнесен условно, на основании аналогии состава с гранодиоритами и гранитами Вычанского массива (оз. Кереть-озеро), заключающего сланцы и роговики нижнего протерозоя и имеющего эруптивные контакты с габбро-диабазами. Последние наиболее сходны с поздними нижнепротерозойскими габбро-диабазами западной части Северной Карелии.

В генетическом отношении гранитоиды являются магматическими породами, о чем свидетельствуют массивные текстуры, магматические структуры, местами эруптивные контакты с вмещающими амфиболитами. Внедрение их происходило отчасти с ассимиляцией последних и образованием гибридных пород типа кварцевых и гиперстен-амфиболовых диоритов; с последующим проявлением процессов метаморфизма связаны перекристаллизация, калиевый и кварцевый метасоматоз, образование роговой обманки и биотита по пироксену, порфиробластов плаггиоклаза, микроклина, кварца.

Протерозойские — палеозойские интрузии

Елетьозерский массив основных и щелочных пород в плане имеет форму эллипсовидного тела, вытянутого в северо-западном направлении (340—350°). Общая площадь его более 100 км² при протяженности до 18 км и ширине 5—7,5 км. В пределах описываемой площади находится восточная часть массива площадью 40 км².

Массив залегает среди гнейсов, гранито-гнейсов, мигматитов нижней толщи беломорской серии архея, включающей небольшие тела гранитов, возможно, нижнепротерозойского возраста. В противоположность этому мнению, разделяемому большинством исследователей, А. И. Богачев и С. И. Зак склонны считать вмещающие гранитоидные породы более молодыми, чем основные породы Елетьозерского массива, опираясь при этом на пересечения последних в контактной зоне жилами гранитов и рассматривать их как слымы дифференциатами одной комагматической серии или, с меньшей вероятностью, допускать реомор-

фическое происхождение гранитоидов. Не исключена возможность объяснять появление жил гранита в контактной зоне массива регенерацией вмещающих гнейсов и мигматитов под влиянием основной магмы.

Ельтеозерский массив Ю. С. Неуструев и И. С. Ожипский считали трещинной дифференцированной интрузией, крутопадающей на северо-восток; В. Е. Романов — интрузией центрального типа. Согласно более поздним исследованиям А. И. Богачева (1959ф), С. И. Зака и др. (1957 г.), эта интрузия средних глубин, занимающая промежуточное положение между интрузиями трещинного и центрального типа, сформировалась в три последовательные фазы: 1) основные породы, 2) дайки диабазов, спессартитов, вогезитов, 3) щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные пегматиты.

Основные породы слагают большую внешнюю часть массива, образуя сплошное неправильное кольцо шириной 1—4 км, внутри которого развиты щелочные и нефелиновые сиениты. Наиболее древний возраст основных пород определяется тем, что они секутся дайками диабазов и спессартитов и жилами щелочных пегматитов. В свою очередь щелочные сиениты и пегматиты содержат ксенолиты спессартитов и основных пород.

Среди основных пород выделяются: 1) габбро, габбро-нориты и диориты мелкозернистые, габбро среднезернистые; 2) габбро крупнозернистые и пегматоидные, габбро-пегматиты; 3) габбро среднезернистые, полосчатые, оливиновые, рудные перидотиты, пироксениты и амфиболиты. Перечисленные три комплекса основных пород связаны постепенными переходами путем чередования полос различной мощности и состава; нередко среди преобладающих разновидностей одного комплекса подчиненно встречаются породы других комплексов, образующие обычно согласные полосы и реже секущие жилы.

Габбро, габбро-нориты и диориты мелкозернистые, габбро среднезернистые ($\gamma\delta$ Pt—Pz) развиты в краевой части массива и с внутренней стороны пояса основных пород и, являясь наиболее ранними образованиями, рассматриваются как его краевая фация. Для них характерно мелкозернистое сложение и небольшое содержание вкрапленности титаномагнетита (до 1—5, редко 8%). Полосчатость отсутствует или выражена слабо.

Мелкозернистые габбро и габбро-нориты развиты преимущественно на участке Сури-вара (между озерами Верх. Черным Озером и Нижним), мелкозернистые пироксен-амфиболовые диориты — в северной части массива (в основном за пределами листа), среднезернистые оливин-анортитовые габбро — в южной части массива (южнее оз. Верх. Черного Озера).

Габбро состоят на 20—50% из плагиоклаза (44—99% An), пироксена пижонит-авгитового ряда (30—40%), иногда оливина-хризолита (до 8—15%), титаномагнетита (1—8%), биотита

(3—6%). Среднезернистые габбро отличаются от мелкозернистых величиной зерна и большей основностью плагиоклаза (битовнит-анортит), а также интенсивной амфиболизацией пироксена. В габбро-норитах, кроме того, присутствует гиперстен и нет оливина. Диориты отличаются от габбро-норитов более кислым плагиоклазом ряда андезина, значительным содержанием базальтической роговой обманки (20—35%), иногда кварца (до 5%). Структура пород габбровая.

Габбро крупнозернистые и пегматоидные, габбро-пегматиты ($\nu\delta$ Pt—Pz) распространены на восточном склоне возвышенности Сури-вара и севернее оз. Нижнего, образуя почти непрерывную полосу шириной 0,2—0,4 км между комплексами мелкозернистых габбро и полосчатых габбро — рудных перидотитов, а также в западной части массива.

Характерными особенностями их являются крупнозернистость, резкий идиоморфизм битовнита по отношению к авгиту, постоянное наличие титаномагнетита, магнетита и ильменита (5—30%) с преобладанием первого над последним. Среди этих пород выделяются лейкократовые, меланократовые и оруденелые разновидности; часто отмечается редкая вкрапленность сульфидов: пирита, пирротина, халькопирита, иногда пентландита. В породах комплекса широко развиты процессы амфиболлизации и эпидотизации, местами до образования амфибол-ционитовых пород.

Габбро среднезернистые полосчатые оливиновые, рудные перидотиты, пироксениты и амфиболиты ($\nu\delta$ Pt—Pz). Эти породы развиты на участке Сури-вара в виде полосы шириной до 1 км, залегающей между комплексами мелкозернистых и крупнозернистых габбро, севернее оз. Нижнего, а также за пределами площади листа на участке Нято-вара. Для них характерны ярко выраженная полосчатость, среднезернистое сложение и повышенное содержание титаномагнетита и ильменита. В составе комплекса преобладают среднезернистые оливиновые габбро, постоянно чередующиеся с лейкократовыми и меланократовыми габбро, плагиоклазитами, перидотитами, пироксенитами, полевошпатовыми амфиболитами. Перидотиты, пироксениты и амфиболиты нередко обогащены ильменитом и титаномагнетитом (до 20—70%) и представляют собой железо-титановые руды, в связи с чем этот комплекс получил название продуктивных образований. Для рудных разновидностей характерна сидеронитовая структура и нередко присутствие апатита (до 5—20%).

Дайки диабазов, спессартитов, вогезитов отмечены среди основных пород на участке Сури-вара. Они образуют небольшие секущие тела мощностью от десятков сантиметров до 2—5 м, редко 20 м; чаще встречаются в виде различно измененных ксенолитов в жилах щелочных пегматитов.

Диабазы состоят в основном из зонального плагиоклаза (5—33% Ап) и титан-авгита, замещаемого роговой обманкой и биотитом. Спессартиты состоят из роговой обманки (70—85%), плеохроирующей в сине-зеленых тонах, и альбита. В вогезитах преобладает микроклин над плагиоклазом.

Щелочные и нефелиновые сиениты (с Pt—Pz) слагают центральную часть массива, занимая площадь 16 км² (в связи с ничтожной обнаженностью изучены слабо). Контакты их с основными породами не вскрыты. В сиенитах отчетливо выражена трахитоидность. Структура их гипидиоморфнозернистая и метасоматическая. Состоят они на 85—95% из лейкократовых минералов (ортоклаза, альбита, микроклина, иногда нефелина) и небольшого количества эгирина-авгита, щелочного амфибсла, биотита. В незначительных количествах присутствуют: ильменит, апатит, кальцит, скаполит, канкринит, сфен, эпидот, флюорит, циркон, анальцит, пироксид.

С щелочными сиенитами генетически связаны жильные образования: сиенит-порфиры, бостониты, лампрофиры и щелочные пегматиты; наибольшее значение имеют последние.

Щелочные пегматиты (хр Pt—Pz) образуют многочисленные жилы мощностью от 1—5 см до 5—9 м и длиной до 200—300 м. Некоторые жилы прослежены скважинами на глубину 100—150 м по падению. Углы падения крутые. Развита преимущественно на участке Сури-вара, где секут комплексы продуктивных образований и крупнозернистых габбро и содержат их ксенолиты. Форма жил очень неправильная, ветвящаяся.

Щелочные пегматиты представляют собой белые крупнозернистые породы, по составу близкие к щелочным и нефелиновым сиенитам. От последних отличаются главным образом большим содержанием эпидота (до 15—20%), щелочного амфибола, биотита, а также пироксидов и циркона. Структура пегматитов в большинстве метасоматическая. В них широко развиты процессы замещения, в частности микроклина альбитом. Местами щелочные пегматиты, так же как и щелочные сиениты, интенсивно катаклазированы и милонитизированы.

Кроме того, следует отметить брекчии (брекчии взрыва?), вскрытые скважинами в северо-восточной части массива среди основных пород в 2,5—3 км севернее оз. Нижнего. Брекчии состоят из остроугольных и округлых обломков мелкозернистых габбро, перидотитов, диабазов, щелочных сиенитов, сцементированных биотит-амфибол-сфен-кальцитовым материалом.

Возраст Елетьозерского массива достоверно не установлен и по аналогии с другими щелочными интрузиями Кольского полуострова ранее принимался как палеозойский. По геолого-петрологическим и металлогеническим особенностям он сходен с массивом Гремяха-Вырмес. В последние годы установлена одновозрастность этих интрузий и в абсолютном летоисчисле-

нии: Елетьозерский массив 1670 и массив Гремяха-Вырмес 1650 млн. лет (Герлинг, Полканов, 1958). На этом основании возраст Елетьозерского массива определяется как протерозойский (средний протерозой), в отличие от более молодых каледонских интрузий (массивы Ковдорозеро, Вуори-ярви и др.), абсолютный возраст которых 350—375 млн. лет. В то же время А. А. Кухаренко (1958) рассматривает нефелиновые сиениты и ийолиты Эгиринового Наволока массива Гремяха-Вырмес самостоятельной интрузией, сопоставляя их с каледонскими интрузиями. Учитывая все это, возраст Елетьозерского массива в настоящее время не может быть определен ближе чем протерозойский—палеозойский.

Нижнепалеозойские (каледонские) интрузии

Нижнепалеозойские интрузии на территории листа представлены Ковдорозерским массивом ийолит-мельтейгитовых пород и комплексом даек щелочных порфиритов.

Ковдорозерский массив ($\Sigma_1 Pz_1$) находится на мелких островах в юго-восточной прибрежной части оз. Ковд-озеро, в 1,5—2 км южнее устья губы Тупой, в настоящее время затопленных водой. Вмещающими породами являются гнейсы и амфиболиты беломорской серии, которые в контакте с массивом метасоматически изменены и по составу местами близки щелочным гранитам и фенитам.

По Н. Г. Судовикову (1939, 1941 ф, 1946), обнаружившему и изучившему массив, это небольшое тело (0,5×0,1 км) сложено мельтейгитами, ийолитами, меньше — уртитам и якупирангитами. Породы существенно состоят из пироксена (авгита и эгирина-авгита) и нефелина; в небольшом количестве присутствуют изотропные фельдшпатонды, биотит, апатит, сфен, магнетит, кальцит, анальцит, редко меланит, перовскит.

Н. Г. Судовиковым в этом массиве встречены также мельтейгит-уртиты оригинальной шаровой текстуры, обусловленной шаровидными образованиями (шарами) средним размером 4—5 см в диаметре среди более темной массы, отвечающей по составу мельтейгитам, близким к якупирангитам. Шары имеют дифференцированное строение. Мельтейгитовое ядро их окружено светлой оболочкой, из уррита, разделенной темной прерывистой каемкой в 1—2 мм из эгирина-авгита.

На о. Конгломератовом на протяжении 15—20 м в контакте с массивом ийолит-мельтейгитов отмечены своеобразные породы с реликтовой обломочной текстурой, морфологически сходные с конгломератами. По составу как цемент, так и обломки близки к ийолит-мельтейгитам, с которыми связаны постепенными переходами. По предположению Н. Г. Судовикова, образование этих пород, а также шаровых мельтейгит-уртитов, связано с процессами щелочного метасоматоза, под влиянием которого, по-види-

тому, первоначально обломочные породы типа полимиктовых конгломератов преобразованы в мельтейгиты.

Однако следует заметить, что в связи с петрологическим сходством этих пород, а также нижеописанного дайкового комплекса с щелочными породами островов Кандалакшского архипелага и Турьего мыса, где в последние годы работами А. А. Булах, А. А. Кухаренко, Н. А. Курылевой, К. А. Шуркина установлены трубообразные «конгломератовидные» тела щелочных базальтоидов с обломками эклонитоподобных и других пород, не исключено, что отмеченные Н. Г. Судовиковым шаровые мельтейгит-уртиты и метасоматически измененные конгломераты могут быть аналогичными образованиями.

В возрастном отношении Ковдозерский массив является более молодым, чем основные и щелочные породы Елетьозерского массива. Исходя из аналогии петрографического состава и металлогении, он сопоставляется с каледонскими интрузиями — массивами Африканда, Вуори-ярви и др., для которых определен абсолютный возраст в 340—375 млн. лет (нижнепалеозойский).

Дайки нефелинитов, фурчитов, мончикитов (E Pz₁). Эти дайки небольшой мощности (до 0,5 м) широко развиты (более 75 даек) вокруг Ковдозерского массива. Одни из них древнее ийолит-мельтейгитов массива, так как прорываются последним, другие более молодые и секут первую группу даек и массив. По петрографическому составу большинство даек представлено нефелинитами, реже фурчитами, мончикитами. Структура их обычно порфировая.

В нефелинитах основная масса состоит из нефелина, эгирина и небольшого количества биотита, сфена, апатита, рудного минерала, иногда карбоната и цеолитов; во вкрапленниках — нефелин и эгирин-авгит или титанистый авгит. Отмечены как свежие, так и сильно шпреуштейнизированные нефелиниты, в которых нефелин замещен вторичными минералами.

В фурчитых нефелинах содержится в меньших количествах, чем в нефелинитах, и только в основной массе. Реже встречаются биотитовые фурчиты с вкрапленниками биотита и авгита, в которых основная масса карбонатизирована.

В мончикитах во вкрапленниках, кроме авгита, содержится оливин. Изредка отмечены порфириты с вкрапленниками позеана.

ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-36-XV охватывает часть Беломорского блока архея и юго-восточную часть граничащей с ним на юго-западе Северо-Карельской зоны карелид (Харитонов, 1958 г.; Кратц и Перевозчикова, 1958 г.; Кратц, 1958 г., 1959 г.). Тектоническое строение этой территории чрезвычайно сложное и во многом еще не ясно.

Беломорский блок является областью развития архейских структур и представляет собой антиклинорное поднятие по отношению к Кукаозерско-Тикшеозерскому синклинию, расположенному в восточной части Северо-Карельской складчато-синклинальной зоны карелид.

Архейские структуры на площади листа Q-36-XV и смежного листа Q-36-XVI представлены Енско-Лоухским синклиниорием (I)* и обрамляющими его с запада Ковдозерско-Керетьозерским (II) и с северо-востока Кандалакшским (Приморским) антиклинориями I порядка (см. рис). Эти крупные структуры осложнены продольными и поперечными складками II, III и более мелких порядков (Мишарев и др., 1953ф, 1955ф; Харитонов, 1954г, 1958г).

В противоположность этому Е. П. Чуйкина и др. (1956ф) рассматривают общую структуру как восточное крыло огромного нормального Кольско-Карельского антиклинория; более подробно об этом сказано выше, при описании стратиграфии пород беломорской серии.

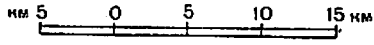
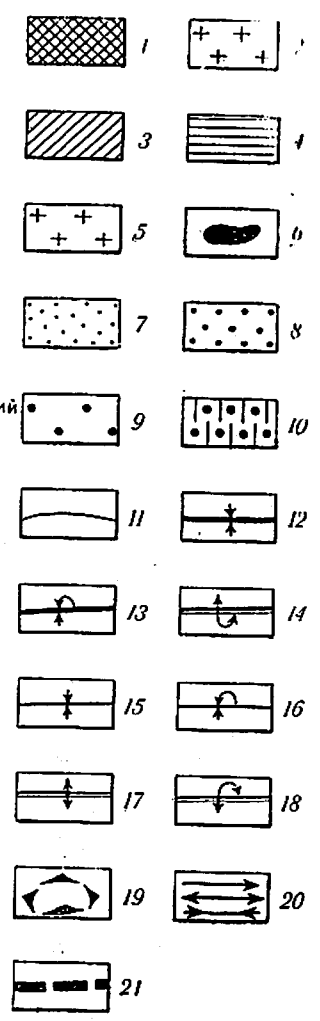
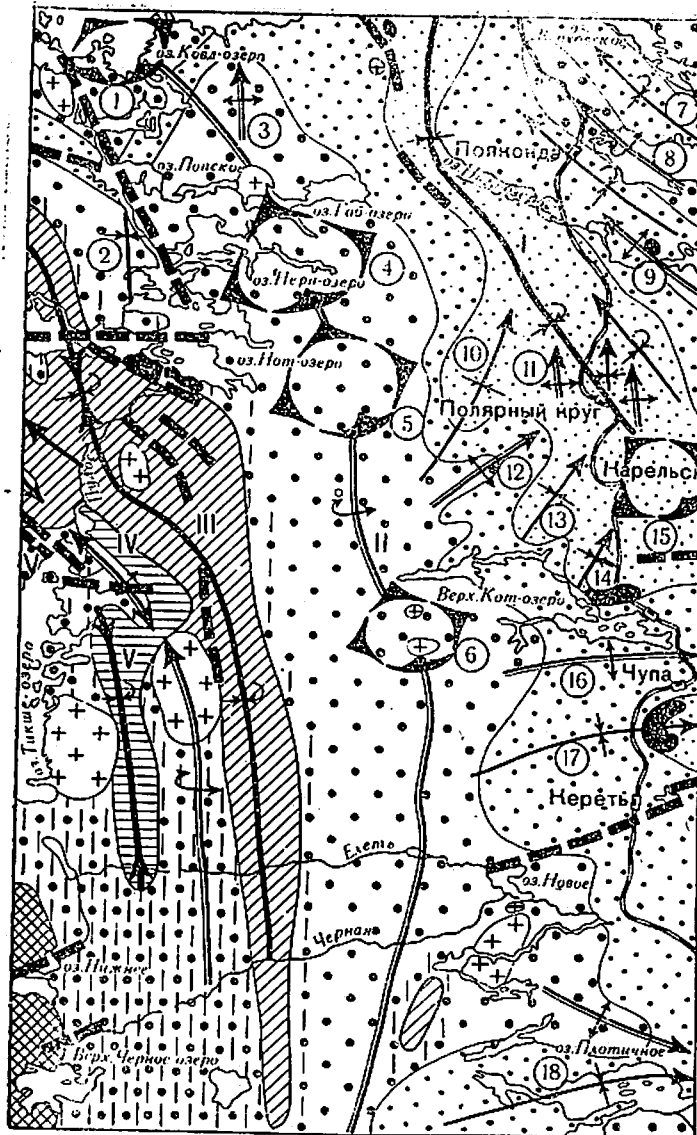
Енско-Лоухский синклиниорий (I) протягивается в северо-восточной части листа Q-36-XV на расстоянии более 40 км, сложен в ядре породами верхней, а в крыльях — средней толщи (см. рисунок). В северной части района ось синклинория имеет меридиональное простирание, а южнее оз. Нигр-озеро юго-восточное 140—150°.

В районе оз. Нигр-озеро Енско-Лоухский синклиниорий характеризуется нормальным симметричным строением с почти вертикальным положением осевой плоскости. По направлению к югу, на участке пос. Тэдино — разъезд Карельский, строение его осложняется благодаря изгибанию оси в горизонтальном и вертикальном направлениях, что приводит к расширению выхода верхней толщи (с 4 до 16 км) и появлению в его крыльях складок II и III порядков. Осевая плоскость здесь наклонена на юго-запад с пологим (20—40°) падением крыльев на северо-восток. В районе пос. Тэдино верхняя толща собрана в серию преимущественно нормальных синклинальных и антиклинальных складок, веерообразно расположенных по отношению к оси синклинория. Простирание осей этих складок изменяется от северо-восточного (Слюдоваракская синклиналь — 10**) через меридиональное (Стороннеозерская антиклиналь — 11) до северо-западного 320°; погружение к северу, размах крыльев 2—4 км, длина — до 4—8 км.

Между ст. Полярный Круг и оз. Варламово синклиниорий в ядерной части осложнен Хитогорской брахиантиклиналью (15), имеющей северо-западное простирание более длинной оси

* Номера структур I порядка на тектонической схеме (см. рисунок). Эта схема является более детальной, чем приложенная к объяснительной записке листа Q-36-XVI и охватывающая оба листа.

** Номера структур II и III порядков на тектонической схеме (см. рис.)



Тектоническая схема территории листа Q-36-XV

1 — протерозойские — палеозойские основные и щелочные породы Елетьозерского массива; 2 — нижнепротерозойские граниты; 3—4 — нижний протерозой, тикшеозерская серия; 3 — свита ириной варак гнейсов, сланцев и амфиболитов, 4 — челоозерская свита, нижняя подсвита амфиболитов, амфиболовых сланцев и частью кварцитов; 5 — архейские граниты; 6 — архейские основные и ультраосновные породы (друзиты); 7—9 — архей, беломорская серия; 7 — верхняя толща гранат-биотитовых гнейсов, 8 — средняя толща амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов, 9 — нижняя толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов; 10 — реоморфизованная нижняя толща в зонах нижнепротерозойской складчатости; 11 — тектонические контакты; 12 — ось синклинали первого порядка; 14 — ось опрокинутого антиклинория первого порядка; 15 — ось синклинали второго и третьего порядков; 16 — опрокинутая синклираль; 17 — ось антиклинали второго и третьего порядков; 18 — опрокинутая антиклиналь; 19 — опрокинутая брахиантиклиналь; 20 — направление погружения осей складок; 21 — предполагаемые разломы (разного возраста)

Римские цифры означают номера структур первого порядка; арабские цифры — номера структур второго и третьего порядков

I—II — архейские складчатые структуры: I — Ениско-Лоухский синклиниорий, II — Ковдозерско-Керетьозерский антиклинорий;

I — Южно-Ковдозерская брахиантиклиналь; 2 — Лопская синклираль; 3 — Северо-Габозерская антиклиналь; 4 — Нервоозерская брахиантиклиналь; 5 — Воронье-Нольозерская брахиантиклиналь; 6 — Корьтигорская брахиантиклиналь; 7 — Ругозерская синклираль; 8 — Пояконидская антиклиналь; 9 — Нижнесильозерская антиклиналь; 10 — Слодоваракская синклираль; 11 — Стороннеозерская антиклиналь; 12 — Кундомаярвинская антиклиналь; 13 — Вицеваракская синклираль; 14 — Прачеиноозерская синклираль; 15 — Хитогорская брахиантиклиналь; 16 — Котозерско-Чупинская антиклиналь; 17 — Чупинско-Варацкая (Варацкая) синклираль; 18 — Плотичноозерская синклираль

III—IV — нижнепротерозойские складчатые структуры: III — Ириногорский синклиниорий, IV — Восточно-Тикшеозерский антиклинорий; V — Кукаозерский синклиниорий

и периклинальное падение крыльев под углами 20—40°, причем южное крыло, падающее к северо-западу, опрокинато. Хитогорская брахиантиклиналь (размером 10×12 км) в свою очередь ослажнена более мелкими поперечными нормальными складками, из которых отчетливо выражены Пертиваракская антиклиналь и расположенная южнее Копатваракская синклиналь. Простираие осей их широтное; размах крыльев — до 3 км.

К югу от оз. Дядино Енско-Лоухский синклинорий в юго-западном нормальном крыле ослажнен дисгармоничными складками II и III порядков северо-восточного и широтного простираий, т. е. поперечными к главной структуре. Эти складки разных размеров и формы характеризуются вертикальным положением осевых плоскостей и погружением осей к северо-востоку и востоку. Из них наиболее отчетливо выражены: Котозерско-Чупинская антиклиналь (16), Чупинско-Варацкая синклиналь (17), сложенная в ядерной части верхней толщей, а на крыльях средней толщей.

В северо-восточном крыле синклинория близ оз. Нигр-озеро складки II и III порядков имеют северо-западное простираие осей, т. е. являются параллельными оси главной структуры.

Ковдозерско-Керетьозерский антиклинорий (II) (или Ковдозерско-Тикшеозерский антиклинорий, по Харитонову, 1958 г.), расположенный западнее Енско-Лоухского синклинория, образован сильно мигматизированными гнейсами и гранито-гнейсами нижней толщи. Антиклинорий прослеживается между оз. Ковдозеро и южной рамкой листа на расстояние 75 км; к сводовой части его приурочены многочисленные тела архейских гранитов. Осевая плоскость антиклинория, судя по падению сланцеватости на северо-восток, вероятно, опрокинута к юго-западу примерно под углами 40—50°. Антиклинорий ослажнен серией пологих брахиантиклиналей с субширотным простираием длинных осей. Наиболее отчетливо выражены брахиантиклинали: Южно-Ковдозерская (1), Нерпозерская (4), Воронье-Нользерская (5), Корытногорская (6). Они имеют размеры от 8×10 до 10×16 км и характеризуются опрокинутыми южными крыльями. Юго-восточнее оз. Ковд-озеро антиклинорий испытывает местное погружение оси, в связи с чем в его ядерной части появляются породы средней толщи, а кроме того, ослажнен нормальными складками [Лопская синклиналь (2), Северо-Габозерская антиклиналь (3)] с меридиональным простираием осей.

Все описанные выше складки II и III порядков, развитые на фоне главных структур, в свою очередь ослажнены более мелкими складками размерами от нескольких километров; сотен и десятков метров вплоть до гофрировки и пльчатости, измеряющейся сантиметрами. Простираие осей мелких складок в основном соответствует простираию более крупных складок, в крыльях которых они развиты.

Отмечается зависимость степени проявления, типов и формы мелких складок от состава толщ (Мишарев и др., 1955ф; Шуркин, 1956ф). Для верхней толщи характерна интенсивная мелкая складчатость с развитием дисгармоничных сложных нормальных и изоклинальных складок. В средней толще, кроме мелкой складчатости, характерно тектоническое разлнзование и будинаж-структуры более жестких и хрупких амфиболитов, залегающих среди пластических гнейсов (например, между разьездом Катозеро и ст. Чупа). В нижней толще в связи с сильной мигматизацией широко распространены текстуры течения с образованием пологих куполовидных складок и слабой волнистости.

Тектоническому разлнзованию и будинажу подвергаются не только отдельные пласты амфиболитов, иногда гнейсов, но и интрузивные тела, в частности друзиты. По мнению Н. Г. Судовикова (1939, 1947ф), цепочки небольших тел друзитов представляют собой растащенные блоки первоначально крупных дайкообразных и межпластовых интрузий.

Помимо мелкой складчатости и будинаж-структур, возникающих одновременно с максимальным развитием явлений ультраметаморфизма и образованием мигматитов и метасоматических гранитов (Судовиков, 1951 г., 1955 г.), часто отмечаются более поздние трещины и разрывы, выполненные аплитом, пегматитом, кварцем.

Таким образом, характерной особенностью тектонического строения площади, сложенной породами беломорской серии архея, является наличие структур двух направлений: главных структур северо-западного простираия и ослажняющей их более мелкой поперечной складчатости северо-восточного и широтного простираий, охватывающей весь разрез от верхней до нижней толщи. Это является одним из главных отличий архейских складчатых сооружений (беломорид) от сопряженных с ними на юго-западе нижнепротерозойских структур (карелид).

Вопрос о времени и условиях образования структур двух направлений в настоящее время является дискуссионным. По представлению Н. Г. Судовикова (1939, 1947ф), которое разделяется многими геологами, структуры двух направлений отражают две разновременные архейские эпохи складчатости: 1) постсвионийскую или саамскую — нижнеархейскую и 2) постботнийскую или свекофенскую — верхнеархейскую, сопровождавшиеся ультраметаморфизмом пород беломорской серии, внедрением основных пород и гранитов. При этом Н. Г. Судовиков считал северо-восточное простираие структур древним (нижнеархейским), а структуры северо-западного простираия более молодыми, характерными для участков наибольшего развития процессов мигматизации второй (верхнеархейской) эпохи складкообразования.

А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова (Миша-рев и др., 1953ф, 1955ф), в принципе поддерживая это мнение, склонны считать древним северо-западное направление, отвечающее ориентировке главных структур, а осложняющую поперечную северо-восточную и широтную складчатость рассматривать как относительно более молодую (верхнеархейскую).

В противоположность этому, К. А. Шуркин (1952 г., 1956ф) на основании специального структурного изучения заключил, что все складчатые структуры в породах беломорской серии (независимо от размеров и ориентировки) возникли во время одной архейской эпохи складчатости, а различное направление структур отражает специфику механических свойств каждой из толщ в период складкообразования; северо-восточные и широтные складки, поперечные крупным северо-западным структурам, являются результатом дифференциальных перемещений разных по пластичности толщ в процессе формирования главных структур и представляют как бы своеобразные складки вольнения-течения.

К выводу об одновременном образовании архейских структур разных направлений пришли также Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк и др. (1956ф, 1959ф).

Нижнепротерозойские структуры юго-западной части площади листа Q-36-XV представляют юго-восточную часть Кукасоозерско-Тикшеозерского синклинория, простирающегося сюда со смежного листа Q-36-XIV. В охваченной листом части синклинорная структура образует дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку. В южном направлении ширина ее уменьшается, но строение остается неизвестным вследствие широкого развития четвертичных отложений.

В пределах Кукасоозерско-Тикшеозерской синклинорной структуры выделяются Ириногорский (III) и Кукасоозерский (V) синклинорий I порядка, разделенные узким прерывистым Восточно-Тикшеозерским антиклинорием* (IV).

Ириногорский синклинорий (III) образован в основном гнейсами, сланцами и амфиболитами свиты ириньей вараки. На востоке он граничит, вероятно по тектоническому контакту, с Ковдозерско-Керетьозерским антиклинорием Беломорского блока. Простирание оси синклинория субмеридиональное, переходящее к западу, за рамку листа, в субширотное. Осевая плоскость его, судя по преобладающему падению сланцеватости и слоистости пород, наклонена к юго-западу примерно под углами 40—50°. Шарнир синклинория испытывает ундуляцию в вертикальном направлении, с наибольшим погружением в районе Иринь-горы, где ядерная часть его сложена верхней подсвитой параамфиболитов, переслаивающихся со сланцами.

* По К. О. Кратцу (1959 г.), соответственно Ириногорская и Кукасоозерская синклинали и Центральная антиклиналь.

Северо-западнее горы Винча от синклинория в западном-северо-западном направлении ответвляется другая синклинорная структура, протягивающаяся за пределы листа в район оз. Челозеро. Западнее Иринь-горы обе ветви синклинория разделены глыбовым антиклинальным поднятием, большая часть которого расположена на соседнем листе, сложенным реоморфизованными гранито-гнейсами архея.

Ириногорский синклинорий осложнен более мелкими складками вплоть до мелкой складчатости и местами пloyчатости, имеющих в основном параллельное простирание осей. Эти складки чаще опрокинуты на запад и юго-запад с моноклинальным падением крыльев на восток и северо-восток под различными углами (30—80°).

Кукасоозерский синклинорий (V), развитый главным образом в районе оз. Кукас, образован амфиболитами, амфиболовыми сланцами и кварцитами челозерской свиты. Небольшая его часть в районе озер Сигового Озера, Бол. и Мал. Кухто сложена в основном амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Простирание оси синклинория здесь субмеридиональное; осевая плоскость, по-видимому, наклонена к западу под крутыми углами. Севернее оз. Сигового Озера от синклинория ответвляется узкое погружение, направление которого изменяется через северо-восточное на северо-западное.

В районе губы Винча и Степановой губы оз. Тикше-озеро благодаря значительному воздыманию оси синклинорий прерван антиклинальным поднятием, в пределах которого выступают породы реоморфизованного архейского основания.

Восточно-Тикшеозерский антиклинорий (IV) разделяет указанные синклинории. Он образует ряд антиклинальных поднятий, сложенных сильно мигматизированными и, очевидно, в различной степени реоморфизованными гнейсами и гранито-гнейсами архея, среди которых часто наблюдаются граниты. Антиклинорий вытянут согласно с простиранием нижнепротерозойских синклинорных структур и разделен узкими синклинальными погружениями (севернее оз. Сигового Озера, северо-западнее губы Винча), занятыми нижнепротерозойскими амфиболитами и гнейсами. Простирание и падение кристаллизационной сланцеватости в гранито-гнейсах, как правило, согласно со сланцеватостью окружающих нижнепротерозойских пород, что, вероятно, можно объяснить вовлечением пород архейского основания в нижнепротерозойскую (карельскую) складчатость. Лишь в отдельных случаях как будто намечаются местные угловые несогласия (северо-западнее губы Винча). Направление простирания оси антиклинория северо-западное, падение крыльев, по-видимому, к северо-востоку.

Архейские породы (нижняя толща) как в зоне карелид, так и в прилегающих к ним участках реоморфизованы во время

карельской складчатости и претерпели структурную перестройку, о чем свидетельствует общая сопряженность структур. В связи с этим контакты между породами архея и нижнего протерозоя затушеваны и имеют, вероятно, тектонический характер с надвигом гнейсов и мигматитов нижней толщи архея на породы тикшеозерской серии (по восточному контакту).

В настоящее время еще не решен вопрос о том, участвовали ли породы беломорской серии в нижнепротерозойской складчатости только в качестве глыб, пластично деформированных в краевых частях, или эта складчатость захватила также центральные части Беломорского блока. К. А. Шуркин, основываясь на детальном структурном исследовании пород беломорской серии в районе оз. Ковд-озеро, между ст. Полярный Круг и ст. Чула и других участках за пределами листа, считает, что в пределах Беломорского блока сохранились только архейские структуры, которые претерпели структурную перестройку и реоморфизм во время нижнепротерозойской складчатости лишь внутри зоны карелид и в прилегающей к ней части. По его мнению, ко времени заложения нижнепротерозойской, в частности Кукаозерско-Тикшеозерской синклинойной зоны, Беломорский блок представлял собой жесткий массив.

Л. Я. Харитонов (1958 г.) не исключает и того положения, что как гнейсы беломорской серии, так и породы свиты ириньей вараки, относимые к нижнему протерозою, были образованы в одно время и дислоцированы в период одной складчатости. Разделяя указанное мнение Л. Я. Харитонova, В. А. Перевозчиковой (1955ф, 1958ф), мы считаем, что возможно к наиболее древним архейским образованиям следует относить только гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты нижней толщи, выступающие в пределах крупных антиклинальных структур и являющиеся основанием для вышележащих толщ; породы средней и верхней толщ беломорской серии, а также свиты ириньей вараки рассматривать как дислоцированными в период одной более молодой складчатости (нижнепротерозойской); на это указывает сопряженный характер крупных структур, большие трудности разделения основных пород и гранитов на поздние архейские и ранние нижнепротерозойские интрузии, близкие цифры абсолютного возраста.

Помимо складчатых структур, на территории листа широко проявлены дизъюнктивные нарушения. В большинстве случаев возраст этих нарушений точно не установлен, но возникли они, несомненно, в различное время (от архея до четвертичного периода).

Указанные на карте главнейшие более четко выраженные разломы, как и предполагаемые, установлены по геологическим, а также геоморфологическим критериям. Как древние, так и молодые разрывные нарушения имеют два основных направ-

ления — северо-восточное, близкое к широтному, и северо-западное.

Древние архейские зоны тектонических нарушений весьма затушеваны явлениями интенсивной мигматизации и перекристаллизации. Судя по характеру деформаций, происшедших при значительном размягчении пород, вряд ли имели широкое развитие крупные разрывные нарушения синкинематические со складкообразованием. Более поздние, посторогенные дизъюнктивные дислокации архея неотличимы от протерозойских, и о них нет достоверных геологических данных.

Предположительно об архейских разломах можно судить по очень сильной мигматизации пород в виде вытянутых зон местами при несогласном залегании примыкающих к ним пород. Такие древние разломы длиной до 4—10 км отмечаются южнее губы Тупой оз. Ковд-озеро, северо-восточнее месторождения Перти-варака (близ оз. Щучьего), вдоль оз. Копыт-озеро и Хито-губы оз. Верх. Пулонгского, по депрессии оз. Ниж. Кичаны. Многими исследователями отмечается крупная Чупинская зона дробления протяженностью более 25—30 км при ширине 3—4 км между оз. Ниж. Кот-озеро, губой Чупинской и оз. Верх. Пулонгским (Скропышев, 1950 г.; Чуйкина, 1952 г. и др.). Однако К. А. Шуркин (1956ф) интенсивное брекчирование амфиболитов с образованием агматитов в этой зоне связывает с явлениями растяжения в сводовой части Котозерско-Чупинской антиклинали.

Указанные архейские зоны разломов предшествовали образованию зон трещиноватости, выполненных пегматитовыми жилами, и, вероятно, возникли во время формирования главных складчатых структур.

Зоны архейской трещиноватости отмечаются многочисленными линейно расположенными кустами пегматитовых жил, являющихся в основном секущими к складчатым структурам II и III порядков. В частности, в районе Хитогорской брахиантиклинали они имеют субмеридиональное простирание, а в районе месторождений Слюдо-вараки и Нигр-озеро — преимущественно северо-восточное, представляя собой трещины растяжения и скальвания.

Более поздние дизъюнктивные нарушения проявлены широко, но специально почти не изучались.

Постнижнепротерозойские нарушения выражены зонами трещиноватости, дробления, разломами, надвигами, сдвигами. Зоны трещиноватости отмечаются жилами пегматитов, выполняющими трещины растяжения (севернее д. Моша) или межпластового отслаивания. Очевидно, зона нарушений меридионального простирания протяженностью 10—15 км проходит между оз. Винча и оз. Еловым; в пределах ее гнейсы, сланцы и амфиболиты свиты ириньей вараки интенсивно катаклазированы, местами мигматизированы, окварцованы, по трещинам

и плоскостям сланцеватости хлоритизированы, серицитизированы.

Довольно крупная зона крутых разломов отмечается в районе губы Винча, которая продолжается на северо-запад (за пределы листа) к оз. Невгозеро и устанавливается по наличию ряда мелких трещинных интрузий ультраосновных пород (Кратц, Демидов, 1953ф). Часть расколов, относящихся также к позднепалеопротерозойскому времени, отмечается трещинными интрузиями гранитов, гранодиоритов в гранито-гнейсах архея в районе озер Керчуг — Новое и дайками габбро-диабазов (за пределами листа).

Предположительно к постпротерозойскому или, возможно, нижнепалеозойскому расколу северо-западного простирания в архейском основании приурочен Елетьозерский массив основных и щелочных пород. На контакте массива с вмещающими породами наблюдаются зоны катаклаза и рассланцевания, особенно вдоль западного контакта. Движения в пределах этой интрузии происходили и во время ее формирования, о чем свидетельствуют жилы щелочных пегматитов и сильный катаклаз их, трещиноватость и местами рассланцованность пород.

Нижнепалеозойские (каледонские) разломы отмечаются небольшими интрузиями щелочных пород и дайками щелочных порфиритов субмеридионального простирания, распространенными главным образом в районе оз. Ковд-озеро.

Разрывные нарушения происходили и позднее, о чем свидетельствуют разломы типа сдвигов субширотного простирания, пересекающие, в частности, ультраосновные породы вдоль губы Степановой оз. Тикше-озеро, Елетьозерский массив вдоль озер Нижнего и Нижнего Черного Озера, с амплитудами горизонтального смещения от сотен метров до 1—1,5 км. Возможно, этими же разломами субширотного простирания обусловлено смещение с амплитудой более 2 км амфиболитов челозерской свиты севернее губы Винча.

Наиболее молодые разломы проявляются лишь в морфологии современного рельефа и конфигурации некоторых рек, озер, занимающих узкие прямолинейные впадины, фиксируются отвесными обрывами, уступами, с сильной трещиноватостью в кристаллических породах, с зеркалами скольжения и т. п. Эти нарушения имеют очень широкое распространение; на карте показаны лишь наиболее отчетливо выраженные. Возраст их не документируется, предположительно принято считать их третичными и, возможно, более молодыми. Преимущественное направление этих разломов северо-восточное, широтное и северо-западное. Вероятнее всего, некоторые молодые разломы возникли в ослабленных зонах более древних нарушений, например вдоль Чупинской губы, Хито-губы, оз. Нот-озеро, между оз. Ковд-озеро и Нот-озеро через оз. Лопское и соединяющие их прямолинейно реки-притоки и др.

Не исключено, что образование некоторой части свежих трещин в кристаллических породах, иногда с мелкими смещениями в сантиметры или десятки сантиметров, связано с последними и современными движениями.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основные черты рельефа обусловлены главным образом геологическим строением, тектоникой, денудацией, протекавшей длительное время, ледниковой экзарацией и аккумуляцией.

Архейские и нижнепротерозойские складчатые сооружения были денудированы до глубоких корневых частей и, вероятно, к началу палеозоя данная территория представляла пенеплен.

Современный рельеф связан с более молодыми тектоническими движениями, возможно, третичного или даже четвертичного времени. Существенное влияние на моделировку его оказала и выплывающая и аккумулятивная деятельность материковых льдов последнего оледенения, ледниковых озер и потоков, а также абразионная и аккумулятивная деятельность морских бассейнов поздне- и послеледникового времени. В связи с новейшими тектоническими движениями и поднятием района выше уровня моря морская и речная эрозия преобладает над аккумуляцией. В то же время в понижениях и впадинах рельефа происходит озерная аккумуляция и широко развиты процессы заболачивания.

Геоморфологически район представляет собой холмистую слабо расчлененную равнину, образованную на сильно дислоцированных и пенепленизированных метаморфических и изверженных породах архея и нижнего протерозоя. Он характеризуется наличием закономерно расположенных возвышенностей — варака (абсолютной высотой до 100—200 м и редко до 300—344 м), сложенных кристаллическими породами, которые разделены узкими или широкими заболоченными понижениями и депрессиями преимущественно широтного и местами северо-западного простирания.

Характерной особенностью рельефа является, как правило, соответствие направления возвышенностей со складчатыми структурами II, III и более мелких порядков. Обычно вараки вытянуты в направлении простирания, а пологие склоны их обращены в сторону падения пород. Так, на большей части площади архейские гнейсы имеют широтное простирание и вараки ориентированы в том же направлении, обрывистые склоны их северные или южные — обращены на север или на юг, в зависимости от падения кристаллических пород.

В западной части листа наиболее крупные возвышенности, например Ирин-гора, Иванова Гора, вытянуты в северо-западном направлении также согласно с простиранием нижнепротерозойских гнейсов, сланцев и амфиболитов.

Связь рельефа отмечается не только со структурами, но и с составом пород. В частности, многие основные и ультраосновные породы разного возраста, граниты, гранодиориты, а также амфиболиты нередко представляют собой возвышенности среди гнейсов, что обусловлено их большей устойчивостью к выветриванию. В ряде случаев наиболее крупные возвышенности сложены гранат-биотитовыми гнейсами верхней толщи (Вице-варака), кианит-ставролитовыми сланцами (гора Винча) или параамфиболитами свиты ириньей вараки (Ирин-гора), расположенными на месте архейских или нижнепротерозойских синклиналильных структур, свидетельствующих о наличии обращенного рельефа в данном районе.

Главные структуры северо-западного простирания, в особенности архейских и отчасти нижнепротерозойских пород, почти не находят отражения в геоморфологии района. Наиболее значительные депрессии, к которым приурочены крупные озера, в частности Нот-озеро, Ковд-озеро и многие другие, рассекают эти структуры в широтном направлении. Ориентировка их, очевидно, связана с дизъюнктивными нарушениями типа расколов и грабенообразных опусканий, расчленивших складчатые структуры на отдельные блоки различной величины. Предположение о тектоническом происхождении депрессий, занятых озерами и соединенных реками-протоками, основывается на вытянутости их в одном, чаще широтном направлении большой глубине некоторых озер, изрезанных узкими губами, местами с обрывистыми скалистыми берегами. Возраст этих нарушений не установлен. В ряде случаев, судя по интенсивной мигматизации, иногда смещению пород, трещиноватости и следам скольжения в обрывистых берегах, можно думать, что некоторые разломы, занятые озерами, являются древними, позднее, как наиболее ослабленные зоны, подновленными молодыми движениями. Не исключено, что многие крупные озера, ориентировка которых совпадает с широтным движением ледниковых масс, предопределены разломами, но в дальнейшем разработаны ледником.

Помимо крупных депрессий, отмечается большое количество узких, щелевидных понижений, линейно вытянутых в широтном и меридиональном или северо-западном направлениях, связанных, очевидно, также с дизъюнктивными нарушениями.

В четвертичное время под влиянием механического воздействия материковых льдов положительные формы денудационно-тектонического рельефа были сглажены, местами на них образовались ледниковые шрамы, «бараньи лбы», «курчавые» скалы, а пониженные участки, ориентированные по направлению движения ледника, приобрели очертания трогов или широких ложбин.

В связи с аккумулятивной деятельностью ледника пониженные участки рельефа выполнены донной мореной. На равнин-

ной или холмистой поверхности морены, занимающей обычно небольшие площади в пределах понижений, местами отмечаются камовые холмы (разъезд Узкий, западнее и южнее оз. Ноль-озеро) и озовые гряды. Озы обычно вытянуты в широтном (в южной части территории) или в северо-восточном (южнее ст. Полярный Круг) направлении, совпадающем с направлением современных рек и ручьев. Длина озоев — от 2—4 до 20—25 км, высота 5—25 м, склоны асимметричные, вершины плоские, широкие, местами узкие.

Ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа, благодаря морским поздне- и послеледниковым трансгрессиям и регрессиям в той или иной мере размыты или местами полностью уничтожены. С аккумулятивной деятельностью моря связано образование плоских морских равнин, занимающих обширную площадь в юго-западной части листа — между восточным берегом оз. Тикше-озеро и оз. Лебедево. Здесь они значительно заболочены и распространены на абсолютных высотах 120—110 м (Апухтин, 1957). По мнению Г. С. Бискэ (1951 г.), указанная равнина озерного происхождения.

Реки, отличающиеся молодостью и невыработанностью долин, производят преимущественно глубинную эрозию, способствующую некоторому расчленению рельефа. Лишь на ограниченных участках более крупных рек происходит аккумуляция аллювия, слагающего пойменные террасы.

Широко развиты болота (площадью от 20—100 до 10—20 км² и глубиной до 1,5—5 м). Небольшие болота встречаются нередко в разных частях территории; крупные болота приурочены к равнинным участкам и значительным депрессиям, занятым озерами.

Послеледниковые процессы заболачивания, с которыми связано зарастание и сокращение некоторых озер и заторфовывание равнин и понижений, играют важную роль в нивелировке рельефа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Q-36-XV известны 31 месторождение и 8 проявлений металлических и неметаллических полезных ископаемых.

В пространственном размещении различных полезных ископаемых наблюдается закономерность, обусловленная генетической связью их с определенными комплексами пород. Северо-восточная часть листа Q-36-XV, сложенная архейскими гнейсами беломорской серии, с включенными в них ультраосновными, основными и гранитными мелкими интрузиями, характеризуется широким развитием позднеархейских гранитных пегматитов, образующих многочисленные месторождения слюды-мусковита и керамического сырья. Проявление никеля обнаружено в массиве основных и ультраосновных пород — друзитах

(28)*. Проявление магнетитовых руд известно в сланцах (37) тикшеозерской серии нижнего протерозоя. С Еletzозерским массивом основных и щелочных пород протерозойского—палеозойского возраста связано ильменит-магнетитовое оруденение, образующее крупное месторождение титана с наложенной редкometальной (пироклоровой) минерализацией (месторождение ниобия). Месторождения строительных материалов (Чупинское месторождение кирпичных глин и несколько месторождений песчано-гравийных материалов) имеют местное значение и разведаны вблизи предприятий, использующих эти материалы. Горючие ископаемые представлены мелкими месторождениями торфа.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Торф

На территории листа Q-36-XV известно пять месторождений болотного торфа с общими запасами 139,9 тыс. м³ по кат. С₁. Все месторождения обследованы маршрутно, детальных разведочных и эксплуатационных работ на них не производилось.

По отдельным месторождениям количество запасов торфа изменяется от 9,1 до 64,3 тыс. м³. Площадь месторождений колеблется от 635 до 3230 га. Средняя мощность торфяных залежей 1,3—1,99 м. Средняя степень разложения топливных торфов колеблется от 29 до 36%; средняя зольность изменяется от 3,34 до 17,7%. Технические свойства торфа показывают пригодность их к разработке на топливо, подстилку и использованию в сельском хозяйстве в качестве агроруд.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титан

Еletzозерское титановое месторождение (35)* расположено в Лоухском районе Карельской АССР, в 50 км к западу от ст. Лоухи Кировской ж. д. Месторождение обнаружено в 1936 г. Ю. С. Неуструевым, разведано в 1954—1956 гг.; не эксплуатировалось.

На месторождении выделены три участка: I—Сури-вара, II—Межозерный, III—Нято-вара. На территории листа Q-36-XV расположен участок Сури-вара. Участки Межозерный и Нято-вара находятся за пределами листа к западу.

* Номер месторождения или проявления в списках и на карте полезных ископаемых.

Месторождение магматического фюзивного генезиса. Оруденение связано с габброидными породами первой интрузивной фазы и приурочено к комплексу продуктивных образований, сложенному преимущественно полосчатыми габбро и в подчиненном количестве перидотитами, пироксенитами и амфиболитами. Рудные залежи образовались за счет концентрации ильменита и титаномагнетита на отдельных участках в породах продуктивного горизонта.

На участке Сури-вара разведаны рудные залежи Главная, Южная, Параллельная, Центральная, Западная и Северная. Протяженность залежей колеблется от 200 до 1400 м при мощности 10—40 м. Углы падения рудных тел крутые. Выдержанность их по падению устанавливается до глубины 150—250 м. Форма рудных тел линзообразная; контакты с вмещающими породами постепенные и отбиваются на основании результатов опробования. Самая крупная залежь Главная. В ней сосредоточена большая часть балансовых запасов руд месторождения. Протяженность залежи 1400 м, мощность 18—62 м, средняя мощность 36 м. Простирается залежи СВ 10—40°, падение на юго-восток под углами 60—80°. Оба фланга ее ограничиваются озерами. На глубину она прослежена до 200 м. Форма рудного тела пластообразная, с отдельными пережимами и раздувами.

Среднее содержание компонентов в руде (в %): двуокиси титана 10,26, железа 21,37, пятиокиси ванадия 0,12, марганца 0,37, серы 0,53, фосфора 0,46. Главными рудными минералами являются: ильменит, титаномагнетит и магнетит. Они составляют 20—70% породы. Из второстепенных рудных минералов присутствуют: пирит, пирротин и в единичных случаях халькопирит и пентландит. Наблюдается повышенная концентрация ильменита в висячем боку рудного тела, а титаномагнетита — в лежачем. Обычная величина зерен рудных минералов 0,2—1,0 мм. Распределены рудные включения в породе сравнительно равномерно, заполняя промежутки между силикатными минералами. Структура руд типично сидеронитовая.

Запасы титановых руд Еletzозерского месторождения подсчитаны без утверждения кондиций, исходя из бортового содержания двуокиси титана в рудах I и II сортов — 8%, в рудах III сорта 5%.

По результатам обогащения девяти проб коэффициент извлечения двуокиси титана в концентрат изменяется от 35,4 до 66,9%, составляя в среднем 48,2%. Среднее содержание двуокиси титана в ильменитовых концентратах 41,58%. При обогащении руд получают также качественные титаномагнетитовые концентраты с содержанием железа 58,26%, двуокиси титана 9,37%.

По участку Сури-вара подсчитаны запасы руды в тыс. т:

	По категории С ₁		По категории С ₂	
	Руда	ТО ₂	Руда	ТО ₂
I и II сорт	24 602,8	2 579,9	19 880,5	2 046,8
III сорт	—	—	—	2 380,3

Эти запасы не приняты на сводный баланс ВГФ по состоянию на 1/1—1959 г в связи с тем, что освоение их промышленностью нерентабельно в ближайшее время по сравнению с россыпными месторождениями титана. Поэтому на карте месторождение показано непромышленным.

Месторождение находится в благоприятных гидрогеологических условиях, позволяющих вести разработку открытым и подземным способами. Четвертичные отложения средней мощностью около 2 м могут быть легко удалены, учитывая расположение рудных тел на возвышенностях.

Редкие металлы

Ниобий

В щелочных пегматитах Елетьозерского массива выявлено кондиционное содержание пятиоксида ниобия (свыше 0,1%), связанное с пирохлором. Рудные зоны по внешнему виду неотличимы от вмещающих пегматитов. По данным минералогического анализа протоколов, они содержат пирохлор. Среднее содержание пятиоксида ниобия составляет 0,18% при колебаниях от 0,1 до 0,56%. Мощность рудных зон изменяется от 0,35 до 9,0 м; конфигурация извилистая. Промышленное содержание установлено в 35 из 172 опробованных жил.

На участке Сури-вара известно 25 жил с кондиционным содержанием пятиоксида ниобия. Из них рудные зоны околочурены с поверхности в двух жилах № 1 и № 2 (34). По жиле № 1 подсчитаны запасы пятиоксида ниобия по кат. С₂ в количестве 355 т со средним содержанием пятиоксида ниобия 0,18%.

Ниобиевое оруденение обнаружено в пегматитах с преобладанием калиевого полевого шпата, представленного ортоклазпертитом и микроклином. Кроме того, в качестве породообразующих минералов присутствуют альбит, значительное количество эпидота (15—20%), биотит, щелочной амфибол. В незначительном количестве содержатся пирохлор, циркон, апатит, сфен, титаномагнетит, пирит, кальцит, скаполит, флюорит.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Месторождения наиболее важных на территории листа неметаллических полезных ископаемых слюды-мусковита и керамического сырья связаны с гранитными пегматитами архея.

Всего на территории листа учтено 19 месторождений слюдяных, керамических и комплексных пегматитов, кроме того, учтено проявлений — два слюдяных и четыре керамического сырья. Общее количество известных пегматитовых жил 544.

Слюда-мусковит

Территория листа Q-36-XV охватывает северо-западную часть Чупинско-Лоухского слюдоносного района. В пределах листа известно 11 промышленных месторождений и два проявления мусковита.

На карте полезных ископаемых отчетливо видна приуроченность слюдяных месторождений к верхней (лоухской) толще беломорской серии, развитой в северо-восточной части листа. Проявления мусковита зарегистрированы в тикшозерской серии нижнепротерозойского возраста, развитой в западной части листа. Месторождения мусковита в пределах верхней толщи сконцентрированы в основном на двух пегматитовых полях: Тэдинском и Верхне-Пулонгском. Кроме того, известны отдельные месторождения к востоку и северу от Тэдинского пегматитового поля.

Тэдинское пегматитовое поле расположено в 6—8 км к северо-западу от ст. Полярный Круг. На площади его, сложенной породами лоухской толщи, известны четыре месторождения. Из них только одно — Слюда-варака (12) имеет крупное промышленное значение. На остальных трех выявлено небольшое количество жил с незначительными запасами мусковита. За время с 1931 по 1958 г. на месторождениях Слюда-варака (12), Тэдино (15) и Стороннее (16) добыто 5060 т мусковита, из них 2130 т на жиле № 32 Слюда-вараки. В настоящее время разработка этой жилы продолжается на глубине 34 м. Балансовые запасы мусковита по всем месторождениям на 1/1 1959 г. составляют 4464 т.

Месторождение Слюда-варака (12) выделяется обилием слюдоносных пегматитов. Здесь на площади 1,8 км² известно 124 жилы. Из них на 26 жилах проводятся или проводились ранее эксплуатационные работы на мусковит открытым и подземным способами. Кроме того, разведаны 27 жил с балансовыми запасами мусковита. В настоящее время разведка жил продолжается.

Большинство слюдоносных жил приурочено к определенным пегматитоносным зонам и полям. Установлены три пегматитоносные зоны субширотного простирания. В этих зонах породы

в значительной степени мусковитизированы, особенно на участках концентрации пегматитовых жил. На продолжении простирающихся слюдоносных жил вмещающие гнейсы часто изменены до состояния слюдитов. Зоны шириной 80—200 м прослежены на протяжении от 1,2 до 2 км. Кроме того, выделены три пегматитовых участка размерами 0,06—0,1 км², образующих прерывистую общую для них зону северо-западного направления, лежащую вкрест субширотным зонам. Простирающиеся жилы в этих участках близко к меридиональному, а в субширотных пегматитовых зонах — к широтному. Падение жил на восток и северо-восток под углами 50—80°. Форма жил линзообразная и плитообразная, протяженность по простиранию 50—120 м (исключение 375—390 м), мощность 0,3—3,0 м (исключение 14—20 м), длина по падению 15—60 м. Крупные промышленные жилы имеют склонение. Например, жила № 32 при длине на поверхности по простиранию 47 м и по падению 15—25 м по склонению прослежена на 240 м. Запасы мусковита в склоненной части жилы в 45 раз превышают запасы, разведанные с поверхности. Строение жил чаще зональное. Породообразующими минералами являются: плагиоклаз, кварц, реже микроклин, мусковит, биотит. Второстепенные минералы — апатит, турмалин, гранат, карбурин, ортит, монацит, кианит, сульфиды. Преобладают пегматоидная и апографическая структуры пегматита; распространен кварц-мусковитовый комплекс.

Промышленные скопления мусковита приурочены к кварцевым блокам, обособлениям плагиоклаза и к кварц-мусковитовому комплексу. В отдельных гнездах кристаллы мусковита имеют размеры 100—200 см², изредка достигают 2—3 м². Иногда крупные кристаллы мусковита в промышленных концентрациях находятся во вмещающих пегматиты «резорбированных» гнейсах. Распределение мусковита в жилах неравномерное. Содержание забойного сырья колеблется от 2 до 360 кг/м³, среднее содержание по жилам с балансовыми запасами 45—85 кг/м³. Качество мусковита хорошее, выход колотой слюды составляет 18—50% от забойного сырья, значительный процент составляют первые номера. Балансовые показатели по отдельным пробам достигают 1000—2800 кг·см²/м³, а в среднем по жилам 75—80 кг·см²/м³. Слюда обладает высокими электротехническими свойствами, пригодна для производства конденсаторов, деталей радиоламп и других изделий.

На месторождении Слюдяного варака выявлены балансовые запасы мусковита в количестве 649 т кат. В, 1899 т кат. С₁, 2088 т кат. С₂. Забалансовые запасы составляют 162 т.

На месторождении Стороннее (16) известно 12 пегматитовых жил. Из них на пяти жилах добывалась слюда в 1936—1937 гг. Всего добыто 9,5 т мусковита. Разведаны три жилы. Выявлено 24 т балансовых запасов мусковита категории С₁.

Месторождение у пос. Тэдино (15) является комплексным на слюду и керамическое сырье (жилы Б. и М. Тэдино).

Верхне-Пулонгское пегматитовое поле приурочено к осевой части Енско-Лоухского синклинория и сложено породами верхней толщи. Здесь синклинорий осложнен антиклинальным перегибом северо-западного направления (Хитогорская брахиантиклиналь), ось которого проходит в районе месторождения Перти-варака и продолжается к юго-востоку на смежный лист Q-36-XVI, где расположена восточная часть Верхне-Пулонгского пегматитового поля. Западная часть этого поля расположена на территории листа Q-36-XV, занимает площадь около 30 км². Здесь сконцентрировано восемь месторождений пегматита, из которых пять слюдяных (21, 23, 24, 25, 26), одно комплексное (20) и одно месторождение керамического сырья (19). Общее количество известных жил 120, из них на слюдяных месторождениях 98. Все месторождения мусковита разрабатывались в разное время, начиная с 1933 г. Наиболее крупные из них — Перти-варака (24) и Топорные вараки (23) — эксплуатируются в настоящее время Карельским рудником. Всего добыто мусковита с 1933 по 1958 г. на всех месторождениях 1009 т, из них на Перти-вараке — 874 т. Балансовые запасы мусковита на 1/1 1959 г. по всем месторождениям составляют 2048 т.

Пегматитовые жилы Верхне-Пулонгского пегматитового поля залегают как в гнейсах, так и в основных породах. Слюдяные жилы залегают в гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсах, в большинстве случаев секут гнейсы. Простирающиеся жилы близко к меридиональному, преобладает СЗ 315—350°, но как исключение встречается близкое к широтному. Падение жил западное и восточное, углы падения крутые, приближаются к вертикальным. Жилы имеют склонение как южное, так и северное под углами до 30°. Слюдяные жилы имеют различную форму и величину. Преимущественно это линзообразные неправильной формы тела средних размеров: 50—250 м длины и 2—9 м мощности. Строение преимущественно зональное или участковое, состав существенно плагиоклазовый. Содержание слюды большей частью высокое, качество хорошее. Наиболее важным и в промышленном отношении являются месторождения Перти-варака (24), Топорные вараки (23), Хитоварака (25).

Месторождение Перти-варака (24) расположено в 3 км к юго-востоку от разъезда Карельского. Участок месторождения площадью 1,75 км² сложен в основном гранит-биотитовыми гнейсами лоухской толщи. Пегматитовые жилы секущие, простирающиеся их северо-западное 320—350° и меридиональное, с крутыми углами падения на северо-восток и восток. На месторождении известно 17 жил, из них разведаны с поверхности 15 жил, на глубину бурением — три жилы. Промышленное

ослюденение выявлено на 11 жилах. По форме жилы распределяются на две группы: а) плитообразные тела с прямолинейными контактами и б) линзообразные тела с извилистыми расплывчатыми контактами, с раздувами, пережимами и апофизами. Длина жил по простиранию изменяется от 25 до 70 м, реже до 135—190 м (плитообразные жилы). Мощность жил колеблется от 0,5 до 3 м, в единичных случаях до 5—8 м. Минеральный состав жил микроклин-плагиоклазовый (преобладают структуры—пегматоидная, апографическая) и кварц-мусковитовый. Мусковит тяготеет к приальбандовым частям жил и границам кварцевых блоков. Среднее содержание мусковита по отдельным жилам составляет 13,8—43,2 кг/м³, среднее по всем жилам 32 кг/м³. (В. М. Иванова, 1956). Присутствует слюда всех номеров; качество ее хорошее. Эксплуатация месторождения начата в 1953 г. Разрабатывались семь жил карьерами, из них три жилы (№ 2—50, 3—50, 5—50) разрабатываются в настоящее время подземным способом. Добыто мусковита всего 874 т. Запасы мусковита составляют 348 т кат. В+С₁ и 220 т кат. С₂.

Месторождения Топорные вараки (23) и Хитоварака (25) расположены в осевой части Хитогорской брахиантиклинали, осложненной на этих участках мелкими складками. Участки месторождений сложены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с мелкими телами амфиболитов. На этих месторождениях известно 69 пегматитовых жил, из них 25 слюдоносных. Балансовые запасы мусковита кат. В+С₁ подсчитаны по трем жилам Топорных вараков в количестве 320 т и по четырем жилам Хито-вараки в количестве 968 т. Простирание жил преобладает СЗ 300—350° и меридиональное, падение крутое под углами 70—90°. Единичные жилы имеют углы падения 45—60°. Форма жил чаще неправильная с извилистыми расплывчатыми контактами. В этих жилах многочисленны ксенолиты гнейсов. Менее распространены плитообразные жилы с четкими прямолинейными контактами. По составу пегматита жилы микроклин-плагиоклазовые. Текстура жил участковая, реже зональная. Структура пегматита пегматоидная, апографическая, кварц-мусковитовый комплекс, графическая и аллитовая. Ослюденение неравномерное. Содержание мусковита по отдельным пробам в жилах колеблется от 0 до 225 кг/м³, балансовый показатель от 0 до 622 кг·см²/м³. Среднее содержание по жилам с запасами мусковита изменяется от 24,2 до 72,4 кг/м³, балансовый показатель — от 217 до 416 кг·см²/м³. Глубинной разведкой в 1957 г. на Хито-горе выявлено промышленное ослюденение на глубине в бесплодных с поверхности жилах и обнаружена слепая слюдоносная жила с запасами мусковита 475 т кат. С₁ и 397 т кат. С₂. Эти факты указывают на значительные перспективы увеличения запасов мусковита за счет разведки жил на глубину.

На продолжении лоухской толщи к северу и востоку от Тэдинского пегматитового поля расположены месторождения мусковита Нигрозерское (2). Высота 129 (3) и Высота 65,2 (14). Эти месторождения не разрабатывались, малы по запасам и недостаточно изучены.

Керамическое сырье

Всего на территории листа учтено шесть месторождений и четыре проявления керамического сырья, на которых известно 52 пегматитовые жилы. Все месторождения промышленные, но невелики по размерам и недоразведаны. Ранее разрабатывались пять месторождений (8, 18, 27, 29, 30), которые в настоящее время законсервированы. Пегматиты, образующие месторождения и проявления керамического сырья, расположены в восточной части листа; залегают они в гнейсах хетоламбинской толщи и в основных породах (4, 7, 8, 27, 29, 30), представленных многочисленными, сравнительно мелкими телами, сконцентрированными на отдельных участках среди гнейсов лоухской (19,22) и керетьской (5) толщ. При этом жилы секут как основные породы, так и контакты их с гнейсами и продолжают в гнейсах. Формы жил разнообразны, преобладают линзовидные и штокообразные тела. Размеры жил колеблются по длине от 12 до 90 м, по мощности — от 2,2 до 30 м. Состав большинства жил плагио-микроклиновый. Во всех жилах присутствует биотит в разных количествах. На месторождениях о. Высокий (5), Жилы 1036 км (29), Важецкий бор (27) и Алексеевская жила (30) строение жил дифференцированное, с наличием крупных блоков микроклина.

На 1/1—1959 г. запасы керамического сырья сняты с баланса как недоразведанные, хотя раньше числились по всем месторождениям.

Наиболее крупным из перечисленных месторождений является месторождение о. Высокого (5), представленное одной крупной жилой.

Жила о. Высокого (5) вскрыта на площади длиной 60 м и шириной 20—50 м, полностью не оконтурена. Это штокообразное тело сложено смешанным пегматитом, имеет меридиональное простирание, залегают в габбро-норитах и гнейсах. Строение ее дифференцированное, преобладает крупноблоковый пегматит. В южной части жила состоит из блоков микроклина и плагиоклаза размером до 1,5 м в поперечнике. Опробование южной части жилы (Борисов, 1954 г.) дало выход (в %): блокового микроклина 23, плагиоклаза 22, кварца 10 и товарного пегматита 15, т. е. около 70% товарной продукции. До 1959 г. по этой жиле на балансе числились запасы товарного керамического сырья: кварца 10 тыс. т, пегматита чистого 30 тыс. т как балансовые; кроме того, 30 тыс. т условно годного пегматита числились в числе забалансовых запасов.

На площади листа учтено два комплексных месторождения: Тэдино (15) и Северная варака (20). Оба месторождения разрабатывались ранее, добывались керамическое сырье и мусковит; в настоящее время законсервированы.

Месторождение Северная варака (20) расположено в замковой части Хитогорской брахиантиклинали. Участок месторождения площадью 2,5 км² сложен гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, среди которых залегают тела основных пород. На месторождении известно 13 пегматитовых жил (десять на Северной вараче и три на Летней вараче). Жилы секут как гнейсы, так и основные породы, в большинстве залегая в последних. Простираение жил преимущественно 290—340°, падение крутое, почти вертикальное. Длина жил колеблется от 30 до 385 м, средняя мощность от 1,3 до 8,5 м. Запасы мусковита определены по четырем жилам. Из них основным объектом месторождения является жила № 2 — Северная варака, содержащая значительные запасы керамического сырья и слюды.

Жила № 2 — Северная варака залегает в габбро-норитах. Форма жилы плитообразная, длина 385 м, средняя мощность 8,5 м. По падению жила разведана до глубины 110,4 м. Жила имеет дифференцированное зональное строение с прерывистой осью кварца. Северная часть ее сложена преимущественно плагио-микроклиновым пегматитом; южная часть — микроклин-плагиоклазовым и плагиоклазовым пегматитом, блоками кварца, микроклина и плагиоклаза размером до 1—5 м. Мусковит концентрируется в плагиоклазовом пегматите, в кварц-мусковитовом комплексе и на границе с блоками кварца. Содержание мусковита колеблется от 0 до 36,7 кг/м³ в южной части жилы и от 0 до 26,6 кг/м³ в северной, среднее насыщение по жиле 9,9 кг/м³. Средний балансовый показатель 4,1 кг·см²/м³. Колотый мусковит представлен № 5, 6, 7, 8, преобладают № 7 и 8.

Балансовые запасы керамического сырья — полевого шпата и чистого пегматита — по жиле № 2 составляют 452 тыс. т. кат. С₁. Запасы мусковита, составляющие 1482,7 т кат. С₁ и 726,4 т кат. С₂, отнесены за баланс по причине низкого балансового показателя в целом по жиле. Однако некоторые части жилы, особенно южная, значительно насыщены мусковитом. Так, для южной части жилы в 1949—1950 гг. были разведаны и подсчитаны запасы мусковита (Солодка, 1950 г.), утвержденные ВКЗ (протокол № 6490) как балансовые в количестве 386 т кат. С₁ со средним содержанием 14 кг/м³.

Приуроченность мусковита к плагиоклазовому пегматиту на поверхности жилы дает основание предполагать увеличение содержания мусковита с глубиной, где пегматит существенно плагиоклазовый.

Всего по месторождению Северная варака числится балансовых запасов: полевого шпата и чистого пегматита 454 тыс. т кат. С₁; мусковита 30 т кат. С₁ и забалансовых запасов мусковита 2224 т.

На месторождении Тэдино (15) известно 15 пегматитовых жил, залегающих преимущественно в габбро-норитах, расположенных среди гнейсов верхней толщи. Наибольшее значение имеют две жилы — Большое и Малое Тэдино.

Жила Большое Тэдино размерами 390 м длиной и 20—35 м шириной имеет СЗ 15—30° простирание и залегает в амфиболизированных габбро-норитах. Состав пегматита микроклин-плагиоклазовый, строение дифференцированное, структура пегматита пегматоидная, блоковая. Ослюденение гнездовое. Мусковит приурочен к плагиоклазовому пегматиту, к границам кварцевых блоков.

Жила Большое Тэдино разрабатывалась периодически с 1924 по 1939 г. на керамическое сырье и слюду. Добыто пегматита 49 700 м³, мусковита 581 т. Качественная характеристика керамического сырья (в %) по анализам Государственного керамического института приведена в таблице.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.
1	71,63	15,52	0,08	0,45	0,10	9,53	2,35	0,16
2	62,78	21,82	0,18	2,88	следы	1,68	9,11	0,37

1—микроклиновый пегматит белый, температура плавления 1300°;
2—плагиоклаз, температура плавления 1280°.

Жила Малое Тэдино размерами 85×15 м залегает в сильно измененных основных породах, превращенных в амфиболиты; сложена плагио-пегматитом, имеет зональное строение. Центральная зона обогащена мусковитом. По жилам Б. и М. Тэдино подсчитаны запасы керамического пегматита 345 тыс. т, из них 15 тыс. т микроклина и плагиоклаза, остальное — загрязненный пегматит. На 1/1 1959 г. эти запасы сняты с баланса как недоразведанные. Запасы мусковита составляют 657 т (забалансовые из-за низкого содержания). Жилы нуждаются в доразведке.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Глины кирпичные

Месторождение кирпичных глин Чупинское (32), расположено в 2 км к югу от ст. Чупа, на берегу Чупинской губы. Глины здесь связаны с четвертичными морскими отложениями. Месторождение состоит из двух участков — Старого и Нового. Старый участок, расположенный на площади листа Q-36-XVI, разрабатывался с 1914 г.; сейчас практически почти выработан.

Новый участок расположен на листе Q-36-XV, разведан в 1951—1954 гг. На продуктивной площади (около 110 га) подсчитано 1 686 000 м³ запасов глины по кат. А₂+В+С₁, пригодных для производства строительного кирпича и пустотелого стенового камня.

Обломочные породы

С развитыми на территории листа озами связаны месторождения песчано-гравийного материала (6, 17, 36, 38), эксплуатировавшиеся в период строительства Кировской ж. д. На этих месторождениях выявлены запасы песчано-гравийного материала, качество которых отвечает техническим условиям МПС на песчаный балласт. Общее количество балансовых запасов по всем месторождениям составляет 3009 тыс. м³ по кат. А₂+В+С₁.

РЕЗУЛЬТАТЫ ШЛИХОВОГО ОПРОБОВАНИЯ

Шлиховым опробованием охвачена небольшая часть площади листа на отдельных участках в северо-восточной (В. С. Смирнова и др., 1951 г.) и в северо-западной части листа (Барабанова И. Н. и др., 1953ф). Всего взято 57 шлиховых проб из четвертичных, преимущественно ледниковых, морских и озерных отложений.

Во всех шлихах встречаются циркон и титансодержащие минералы — рутил, ильменит, реже сфен. В северо-восточной части листа, в районе ст. Полярный Круг и севернее до оз. Нигрозеро, почти во всех шлихах встречаются монацит и шеелит (единичные знаки). Все эти минералы являются постоянными аксессуарами местных кристаллических пород — гнейсов, амфиболитов, пегматитов. Из других рудных минералов в ряде шлихов отмечены единичные знаки сфалерита, галенита и молибденита. В коренном залегании эти минералы присутствуют изредка в пегматитовых и кварцевых жилах. В северо-западной части листа в пяти пробах встречены единичные зерна кнопита, очевидно, связанного со щелочными породами Ковдозерского массива.

Россыпных месторождений и рудопроявлений, заслуживающих внимания, не выявлено.

ПЕРСПЕКТИВЫ И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титан. Важным источником получения титана являются ильменит-магнетитовые руды Елетьозерского месторождения, для которых доказана возможность получения кондиционного ильменитового концентрата.

Освоение промышленностью этих руд зависит от экономических факторов и от конъюнктуры на титановые руды в союзном масштабе. По количеству выявленных запасов это месторождение является крупным.

Перспективы увеличения запасов за счет открытия новых крупных залежей титановых руд в Елетьозерском массиве ограничены. Южная часть массива изучена весьма детально с проверкой всех магнитных аномалий и электроосей. В северной части массива трудно ожидать обнаружения больших залежей высококачественных руд, так как непроверенные магнитные аномалии здесь обладают низкой интенсивностью.

Железо. Следует отметить, что Елетьозерское месторождение может иметь практическое значение не только на титан, но и на железо, связанное с магнетитом и титаномагнетитом, запасы которого отдельно не подсчитывались, а также не велось изучение технологии с этой целью. В случае эксплуатации титановых руд следует изучить вопрос о попутном извлечении железа.

Проявление магнетитового оруденения на Магнетитовой вараче имеет очень ограниченные перспективы вследствие незначительных масштабов оруденения.

Цветные металлы

Исходя из имеющихся рудопроявлений цветных металлов, перспектив на открытие сколько-нибудь значительных месторождений их нет. Основные и ультраосновные породы (друзиты), к которым в районе разъезда Катозере приурочена мелкая неравномерная сульфидно-никелевая вкрапленность, образуют небольшие тела и неперспективны. Детальное изучение подобного рудопроявления в массиве Габриш, более крупного по размерам, расположенного к северо-западу от рассматриваемого района, дало отрицательные результаты.

Редкие металлы

Ниобий. Ниобиевые руды Елетьозерского массива, связанные со щелочными пегматитами, вряд ли могут иметь самостоятельное промышленное значение. Вопрос о дальнейших поисках ниобиевых руд в щелочных пегматитах может рассматриваться при условии промышленного использования титановых руд.

Перспективными на редкие и рассеянные элементы, кроме щелочных пегматитов, являются также слабо изученные щелочные и нефелиновые сиениты, занимающие значительные площади (около 16 км²) в центральной части Елетьозерского массива, в которых отмечены единичные зерна циркона, пирохлора. Вопрос о возможности нахождения здесь практически интерес-

ных концентраций ниобия и циркония нуждается в детальном изучении. В аналогичной геологической обстановке в Приазовском щелочном массиве в последние годы выявлены промышленные месторождения ниобия и циркония.

В состав пегматитов, промышленных на слюду и керамическое сырье, входят редкометалльные минералы: берилл, циркон, монацит и др., часто содержащие рассеянные элементы в концентрациях, не имеющих пока практического значения.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Слюда - мусковит. Запасы слюды-мусковита по слюдяным и комплексным (слюдяно-керамическим) месторождениям составляют на 1/1 1959 г. около 7000 т. Перспективы прироста запасов мусковита имеются как на известных месторождениях, так и на новых площадях в пределах продуктивной на мусковит верхней толщи. На известных месторождениях увеличение запасов возможно за счет: а) детальной разведки известных, но недостаточно изученных жил, в том числе жил, не содержащих мусковита на современном эрозионном срезе; б) поисков слепых жил с помощью буровых скважин и подземных горных выработок; в) детальных поисков новых жил (масштаба 1:1000—1:2000) в пределах участков месторождений; г) расширения продуктивной площади месторождений проведением поисков масштаба 1:10 000 с применением геофизических методов. Открытие новых месторождений возможно путем проведения систематических детальных поисков масштаба 1:10 000 на площади распространения продуктивной на мусковит верхней толщи беломорской серии.

Наиболее перспективными для прироста запасов мусковита за счет доразведки ряда жил, а также поисков и разведки слепых жил являются месторождения: Слюдо-варака, Тэдино. Топорные вараки, Хито-варака, Перти-варака. Для постановки детальных поисковых работ в районе известных пегматитовых полей перспективными являются участки, расположенные между озерами Дядино-Стороннее-Каменное и между Слюдо-варакой и разъездом Узким на Тэдинском пегматитовом поле, а в районе Верхне-Пулонгского пегматитового поля—участки, расположенные к западу и северо-западу от Копат-вараки, Перти-вараки и Северной вараки. Некоторые перспективы на увеличение запасов мусковита имеются на Нигрозерском месторождении.

Слюдопроявления Мощинское и Рябо-Вара, приуроченные к тикшозерской серии, в настоящее время не представляют практического интереса вследствие низкого качества и мелких размеров слюды, а также ограниченных возможностей выявления балансовых запасов слюды. Эти слюдопроявления могут стать перспективными с возникновением потребности в большом количестве мелкономерной слюды.

Керамическое сырье. Наличие крупных промышленных месторождений керамического сырья на площади соседнего листа Q-36-XVI, расположенных в более благоприятных экономических и транспортных условиях, уменьшает промышленное значение месторождений рассматриваемого листа. В будущем не исключено вовлечение их в эксплуатацию при увеличении спроса на карельское керамическое сырье и организации рудников на близрасположенных крупных месторождениях смежного листа (Панфилова варака и др.).

Наиболее перспективными для постановки детальных поисково-разведочных работ на керамическое сырье являются Жила 1036 км и месторождения в районе губы Ругозерской-Высокий остров и Кумужьи вараки, содержащие значительные запасы керамических пегматитов и расположенные близко к железной дороге.

Комплексные месторождения, содержащие мусковит и керамическое сырье, Б. и М. Тэдино, Северная варака заслуживают детальной разведки с целью увеличения запасов.

Перспективными для поисков новых керамических и комплексных жил являются: а) участки известных месторождений керамических и комплексных пегматитов, где детальные поиски еще не ставились; б) участки развития основных пород в лоухской и керетьской толщах; в) пределах хетоламбинской толщи — на восточном и северо-восточном берегу оз. Ниж. Нильм-озеро, на восточном берегу оз. Нигр-озеро и на северном побережье Ругозерской губы.

Асбест. Наличие ультраосновных пород (у ст. Пояконда, сопка Бунтина), аналогичных породам, содержащим в соседних районах Финляндии промышленные месторождения антофиллит-асбеста, указывает на некоторую перспективность этого района на асбест. Поисковыми работами, начатыми в 1958 г., обследована сопка Бунтина и еще два вновь найденных массива ультраосновных пород, но асбеста не обнаружено. Однако продолжение работ целесообразно для окончательной оценки перспектив района на асбест в связи с возрастанием на него спроса промышленности.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Каменные строительные материалы. Большая часть развитых в районе кристаллических пород—гнейсов, гранито-гнейсов, гранитов, основных и ультраосновных пород — может быть использована в качестве строительных материалов, однако специально с этой точки зрения они совершенно не изучались. Обследования массивов основных и ультраосновных пород на черный облицовочный камень в районе ст. Чупы и д. Черной реки (Чаплыгин, 1954 г.) дали отрицательные результаты вследствие того, что оказались почти целиком сложены перидотитами, оливин которых не принимает полировку.

Фильтрационные свойства водонасыщенных пород различные. Коэффициенты фильтрации составляют: песчано-галечниковых отложений 35—50, песков разномерных 5—20, песков мелкозернистых 3—4, супесей 1—1,5 м/сутки.

По данным откачек, произведенным Ленгидроэнергопроектом западнее территории листа (район рек Иовы, Кумы), водообильность различных четвертичных отложений небольшая. Удельный дебит скважин составлял 0,01—0,77 л/сек.

Подземные воды практического применения не находят в связи с обилием хороших по качеству поверхностных вод. Основным источником бытового и технического водоснабжения являются воды озер, рек и ручьев.

При разработке месторождений полезных ископаемых открытым способом, обводнение их происходит преимущественно за счет поверхностного стока и значительно меньше — из-за притока подземных вод. Большинство месторождений имеют благоприятные гидрогеологические условия разработки.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Геология СССР. Т. XXVII, Мурманская область. Ч. 1. Геологическое описание. Ред. Л. Я. Харитонов. Госгеолтехиздат, 1958.
- Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Геохимия, № 8. Изд. АН СССР, 1958.
- Григорьев П. К. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1935.
- Кратц К. О., Нумерова В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Вып. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского п-ова и связанные с ним редкометалльные месторождения. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Вторая сер., ч. 87, вып. 3, 1958.
- Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодкая Р. И. Геологическое строение и пегматитоносность Беломорского комплекса (серии) архея. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Северо-Запада СССР. Вып. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Неуструев Ю. С. Карелиды Северной Карелии. Междунар. геолог. конгр. Тр. XVII сессии I, II, 1939.
- Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Вып. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского п-ова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Междунар. геолог. конгресс. Тр. XVII сессии. Т. II, 1939.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. (Гранитизация пород Беломорья). Тр. Лен. геол. управл. Вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г. Петрология Ковдозерского комплекса щелочных пород. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. почв. наук, вып. 14, 1946.
- Шуркин К. А. Новые данные по геологии друзитов архея Западного Беломорья. Докл. АН СССР, т. 105, № 2, 1955.

Фондовая

- Апухтин Н. И. Карта отложений четвертичной системы Мурманской обл. и Северной Карелии масштаба 1:500 000. Геоморфологическая карта Мурманской области и Северной Карелии масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка. СЗГУ, 1957.
- Барабанова И. Н., Макарова Г. В., Златкинд Ц. Г. Отчет Нигрозерской и Вудозерской партий Толвандозерской экспедиции

в поисково-съёмочных и поисково-разведочных работах на слюду в Канда-
лакшском районе Мурманской обл. за 1951 г. СЗГУ, 1953.

Богачев А. И. Ельтозерский массив. Материалы к XXXVII тому
Геологии СССР, СЗГУ, 1959.

Бунтин Г. Н. Отчет Кемской пегматитовой партии № 136 за 1935 г.,
СЗГУ, 1936.

Григорьев П. К. Отчет по теме № 192: «Геологические особен-
ности слюдоносных пегматитов и дальнейшее направление геологопоисковых
работ в Северной Карелии и юго-западной части Кольского полуострова,
СЗГУ, 1950.

Зуйкова А. С., Голубева Р. И. Отчет о геологопоисковых рабо-
тах на серный колчедан в районе восточного берега оз. Тикше-озеро.
СЗГУ, 1953.

Кратц Ю. О., Демидов Н. Ф., Инина К. А. Стратиграфия и
тектоника Кукаозерско-Тикшеозерской зоны протерозоя Северной Карелии.
(Сводный отчет по работам 1950—1951 гг.). СЗГУ, 1953.

Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И.,
Смирнова В. С., Солодка Р. И., Карпинская Н. В. Проме-
жуточный отчет Карело-Мурманской экспедиции по теме № 34: «Перспек-
тивы слюдоносности Карело-Финской ССР и Мурманской области» за 1952 г.
(Чупинско-Лоухский слюдоносный район). СЗГУ, 1953.

Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Смирнова В. С.,
Солодка Р. И., Врачинская М. М., Колоштивина К. В.,
Бабошин В. А. Окончательный отчет по теме: «Перспективы слюдонос-
ности Карело-Финской ССР и Мурманской области» за 1952—1954 гг.
(Чупинско-Лоухский и Енский слюдоносные районы). СЗГУ, 1955.

Неуструев Ю. С. Окончательный отчет Лоухской геологосъемочной
партии за 1935 г. Геологическая съемка масштаба 1:100 000 планшета
Чупа—Тикше-озеро. СЗГУ, 1936.

Смирнова В. С., Солодка Р. И. Государственная геологи-
ческая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Q-36-XVI. Объяснительная
записка. СЗГУ, 1958 (в издании).

Судовиков Н. Г. Геология кристаллических образований северной
части КФССР и Кандалакшского района Мурманской области. (Объясни-
тельный текст к сводной геологической карте масштаба 1:200 000).
СЗГУ, 1941.

Судовиков Н. Г. Геология и петрология архея Западного Бело-
морья (Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минера-
логических наук). ЛГУ, 1947.

Чуйкина Е. П. Отчет о поисково-съёмочных работах в масштабе
1:50 000 в западной части Лоухского района КФССР за 1951 г. СЗГУ, 1952.

Чуйкина Е. П., Поляк Э. А., Куликов Б. Ф., Холо-
док Н. И., Голочалов Н. П. Промежуточный отчет о работах по со-
ставлению сводной геологической карты Чупино-Лоухского слюдоносного
района масштаба 1:50 000 за 1953 г. СЗГУ, 1954.

Чуйкина Е. П., Поляк Э. А., Голочалов Н. П., Стари-
кова В. И. Отчет Южной геологопоисковой партии за 1955 г. Чупино-
Лоухский слюдоносный район (район озер Кереть-Нижнее Кумозеро—Вокш-
озеро). СЗГУ, 1956.

Чуйкина Е. П., Поляк Э. А., Псарев В. П., Жда-
нова Т. В., Карпенко Б. С., Лебедев П. А. Отчет о геолого-
съёмочных работах масштаба 1:10 000 и 1:2000 в районе месторождений
Малиновая варака и Карельское за 1957 г. СЗГУ, 1959.

Шуркин К. А. Геология архея Чупинско-Чернореченского района
(Западное Беломорье) в связи с пегматитоносностью. Промежуточный отчет
по теме: «Геология и минералогия пегматитов архея Северной Карелии»
за 1953—1955 гг. СЗГУ, 1956.

Приложение 1
Список материалов, использованных для составления листа Q-36-XV
карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1		Баланс запасов полез- ных ископаемых СССР. Слюда.	1943, 1950— 1959	Госгеолтехиз- дат
2		Баланс запасов полез- ных ископаемых СССР. Полевой шпат и пегма- тит	1942, 1950— 1959	То же
3		Баланс запасов полез- ных ископаемых по со- стоянию на 1/1 1959 г. Мурманская область и Карельская АССР	1959	СЗГУ
4		Паспорта месторожде- ний полезных ископае- мых Карельской АССР	1956	СЗГУ, № 64—1—50
5		Кадастр месторожде- ний (выписки из мате- риалов Института био- логии КФ фил. АН СССР)	1931	СЗГУ, архив
6		Справочник. Полезные ископаемые Ленинград- ской области и Карель- ской АССР. Часть II	1933	Гос. научно- техн. горно- геол. нефт. изд-во
7		Обзор месторождений и рудопроявлений ти- тана в СССР	1955	Госгеолтехиз- дат
8	Андреев М. П., Першиц М. А.	Обзор геологического строения территории и описание месторождений балластных материалов по Кировской ж. д.	1956	СЗГУ, № 15002
9	Андреев М. П.	Отчет о предваритель- ной разведке песчано- балластного месторожде- ния на 28 км Кестеньг- ской ветки Киров- ской ж. д.	1945	СЗГУ, № 6043
10	Аткачис С. С.	Отчет о результатах геологоразведочных ра- бот, проведенных в 1951—1954 гг. на Чупин- ском месторождении кирпичных глин в Лоух- ском районе КФССР	1955	СЗГУ, № 14078

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер или место издания
11	Алексеев Б. Я.	Отчет о работах Пулонгской поисковой партии Северной экспедиции за 1947 г.	1948	СЗГУ, № 9658.
12	Алексеев Б. Я.	Отчет о работах Пулонгской поисковой партии за 1948 г.	1949	СЗГУ, № 9628
13	Барабанова И. Н. Макарова Г. В.	Отчет Ковдозерской партии № 41 о поисково-съемочных работах на слюду в Кандалакшском районе Мурманской области за 1952 г.	1953	СЗГУ, № 11051
14	Борисов П. А.	Промышленные пегматиты Чупинско-Чернореченского района К.-Ф. ССР	1942	СЗГУ, № 5907
15	Борисов П. А.	Отчет по теме № 98 «Керамические пегматиты К.-Ф. ССР»	1946	СЗГУ, № 6843
16	Борисов П. А.	Керамические пегматиты СССР и их заменители	1954	Изд. АН СССР
17	Бунтин Г. Н.	Отчет Пулонгской пегматитовой партии № 111 за сезон 1936—1937 гг	1937	СЗГУ, № 2736
18	Дмитриев С. Д.	Отчет о геолого-разведочных работах на песчано-гравийном месторождении «Узкий» 1070-й км Кировской железной дороги	1945	СЗГУ, № 5669
19	Зак С. И., Киселев Ю. Ф.	Отчет о поисково-разведочных работах на Ельтозерском титановом месторождении 1954—1956 гг.	1957	СЗГУ, № 15528
20	Иванова В. М., Иванов А. И.	Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных на Нигрозерском месторождении за период 1952—1953 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1/1 1954 г.	1954	СЗГУ, № 12615

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер или место издания
21	Иванова В. М., Смирнов Ю. П., Холодок Н. И., Волчек В. С., Браунков В. К.	Отчет о геологосъемочных работах Пулонгской партии на слюду-мусковит в Лоухском районе К.-Ф. ССР в 1954 г.	1955	СЗГУ, № 14388
22	Иванова В. М., Куликов Б. Ф., Бредис И. П., Псарев В. П.	Промежуточный отчет о геолого-поисковых работах на слюду-мусковит, произведенных Пулонгской партией в Лоухском районе К.-Ф. ССР за 1955 г.	1956	СЗГУ, № 14903
23	Мишарев Д. Т., Смирнова В. С.	Слюдяные месторождения К.-Ф. ССР и Мурманской области. Том II, часть 2	1947	СЗГУ, № 3118
24	Мустонен А. А., Репина Э. В.	Отчет Полярно-Котозерской партии Чупино-Лоухской экспедиции о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в Лоухском районе К.-Ф. ССР за 1951 г.	1952	СЗГУ, № 11270
25	Мурова Э. В.	Отчет о поисково-разведочных работах на никель в районе оз. Ковдозеро (Кандалакшский район Мурманская область) за 1952 г.	1953	СЗГУ, № 10186
26	Немова О. Н., Олина И. В.	Отчет Полярно-Котозерской партии о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в Лоухском районе К.-Ф. ССР за 1952 г. и подсчет запасов на 1/XI 1953 г.	1954	СЗГУ, № 12854
27	Репина Э. В., Бычкова Н. Д.	Отчет Полярной партии о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в Лоухском районе К.-Ф. ССР за 1950 г.	1952	СЗГУ, № 10164

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
28	Смирнова В. С.	Отчет о работе Тэдинско-Подужемской геологоразведочной партии за 1936 г.	1937	СЗГУ, № 2831
29	Смирнова В. С., Карпинская Н. В., Солодкая Р. И., Ханыкова Н. Б., Огородников А. С., Глушкина С. Е., Богданова В. С., Паршукова Л. Н., Беднов Г. Н.	Отчет Чупинско-Лоухской экспедиции о геологосъемочных и поисково-разведочных работах на слюду в Лоухском районе К.-Ф. ССР за 1950 г.	1951	СЗГУ, № 11277
30	Смирнов С. Д., Филиппов М. С.	Отчет о геологосъемочных работах в западной части Лоухского района К.-Ф. ССР	1941	СЗГУ, № 5056
31	Смолина Л. Г., Янковская Н. В., Смолин В. Г.	Отчет о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в районе рудника Тэдино в 1951 г.	1952	СЗГУ, № 3121
32	Смолина Л. Г., Жданов В. И., Смолин В. Г.	Отчет о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в районе рудника Тэдино в 1954 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1/1 1955 г.	1955	СЗГУ, № 14186
33	Смолина Л. Г., Жданов В. И., Куклин Л. В., Голод М. И., Смолин В. Г.	Промежуточный отчет о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в районе месторождения Тэдино за 1955 г.	1956	СЗГУ, № 14775
34	Смолина Л. Г., Куклин Л. В., Жданов В. И., Смолин В. Г., Голод М. И.	Отчет о поисково-разведочных работах на слюду-мусковит в районе рудника Тэдино в 1949—1957 гг. с подсчетом все запасов месторождения по состоянию на 1/1 1957 г.	1957	СЗГУ, № 15612

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
35	Солодкая Р. И., Кузнецова А. С.	Отчет Полярной партии о поисково-разведочных работах на слюду за 1949 г.	1950	СЗГУ, № 9594
36	Спирidonов А. Н., Сидоренко Л. Я., Тарасов Н. Н., Холодок Н. И., Горелик З. Г.	Отчет о геологопоисковых работах на слюду-мусковит Екиваракской и Хитогорской партий в районе Пулонгских озер с подсчетом запасов по состоянию на 1/1 1951 г.	1951	СЗГУ, № 2903
37	Спирidonов А. Н., Рыцк Е. Н., Тарелик З. Г., Тарасов Н. Н., Горелик З. Г.	Отчет о геологоразведочных работах на слюду-мусковит Пулонгской партии с подсчетом запасов по состоянию на 1/1 1953 г.	1953	СЗГУ, № 10313
38	Станиславская З. П., Поляк Э. А.	Отчет о геологосъемочных работах в районе Ивановой Горы, Нотозера, Ирин-горы, и геологоразведочных работах в районе к западу от горы Рябо-вара за 1952 г.	1953	СЗГУ, № 13387
39	Судиславлев К. К., Дробышевская Л. М., Янковская Н. В.	Отчет по теме: «Обзор и анализ сырьевой базы по слюде Северо-Западных районов СССР и перспективы ее расширения».	1959	СЗГУ
40	Федотов А. Я., Бунтин Г. Н.	Отчет о поисково-разведочных работах по перерегистрации и переоценке месторождений керамического сырья, произведенных летом 1937 г. Чупинскими горными разработками треста «Союзкарелгранит».	1938	СЗГУ, № 3202
41	Чуб Н. Г., Псарев В. П., Горелик З. Г.	Отчет о поисково-разведочных работах Чернореченской партии за 1954 г.	1955	СЗГУ, № 13549
42	Шустов В. А., Судиславлев К. К.	Объяснительная записка к карте слюдоносности по Карельскому региону	1956	СЗГУ, № 15051

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе Q-36-XV карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

Номер по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип м-ния (К—коренное)	Номер использованного материала по списку (прил. 1)	Примечание
Неметаллические ископаемые						
Слюда - мусковит						
3	I-3	Высота 129	Не эксплуатировалось, разведано	К	1, 20, 42	
14	II-4	Высота 65,2 (жила № 1 развезда Узкого)	То же	.	1, 20, 41	
26	II-4	Копат-варака	Законсервировано	.	1, 12, 23, 37, 42	
11	II-3	Кунья Гора	Не эксплуатировалось, разведано	.	1, 29	
2	I-3	Нигрозерское (Нигрозеро)	Не эксплуатировалось (имеется старинная выработка), разведано	.	1, 20, 42	
24	II-4	Перти-варака	Эксплуатируется	.	1, 3, 12, 21, 22, 23, 24, 26, 29	
12	II-3	Слюда-варака	То же	.	1, 3, 23, 28, 31, 32, 33, 34, 42	Кварц
16	II-4	Стороннее (Комсомольское)	Законсервировано	.	1, 3, 23, 28, 31	
23	II-4	Топорные вараки (Дальняя и Ближняя)	Эксплуатируется	.	1, 3, 11, 12, 21, 22, 23, 28, 42	
25	II-4	Хито-Варака (Хито-гора, Хитогорское)	Законсервировано	К	1, 2, 3, 15, 16, 21, 22, 36, 37	
21	II-4	Южная Варака (2-я Летняя Варака)	Законсервировано, разведано	.	1, 3, 22, 23, 26, 27, 35	
Керамическое сырье						
Пегматит						
30	III-4	Алексеевская жила	Законсервировано (значительно выработано)	.	15, 17, 40	Пегматит, полевой шпат
8	I-4	Черная речка (Кривая Варака)	Законсервировано, не опробовано	.	23, 29	
Пегматит, полевой шпат, кварц						
27	III-4	Важецкий Бор	Законсервировано, не разведано	.	2, 14, 15, 16, 23, 40	
5	I-4	о. Высокий	Не эксплуатировалось, не разведано	.	2, 15, 16, 39, 42	
29	III-4	Жилы 1036 км	Законсервировано, не разведано	.	2, 15, 16, 17, 40	
19	II-4	Синяя Пала	Законсервировано (значительно выработано)	.	2, 15, 16, 23, 40	
Керамическое сырье и слюда - мусковит						
20	II-4	Северная Варака	Законсервировано, разведано	К	1, 2, 3, 15, 22, 23, 26, 27, 35	Мусковит, пегматит, полевой шпат, кварц
15	II-4	Тэдино (Большое и Малое Тэдино)	Законсервировано (значительно выработано)	.	1, 2, 15, 16, 23, 28	Пегматит, полевой шпат, кварц

Номер по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип м-ния (К—коренное)	Номер использованного материала по списку (прил. 1)	Примечание
Строительные материалы						
Глины кирпичные						
32	III-4	Чупинское	Не эксплуатировалось	.	3, 10	
Песок, гравий, галька						
Законсервировано						
36	IV-2	28 км ветки Лоухи—Кестеньга		.	3, 8, 9	
38	IV-4	Киви, разъезд	То же	.	3, 8	
17	II-4	Полярный круг	" "	.	3, 8	
6	I-4	Разъезд «Узкий» (1070-й км Кировской ж. д.)	Не эксплуатировалось	.	3, 18	
Твердые горючие ископаемые						
Торф						
18	II-4	Нильозерское	Не эксплуатировалось	К	5, 6	
9	I-4	Участок 4, разъезд Узкий	То же	.	5, 6	
13	II-3	Участок 6, Полярный круг	" "	.	5, 6	
31	III-4	Участок 7, Чупинский	" "	.	5, 6	
33	III-4	Участок 8, Керетьский	" "	.	5, 6	

Приложение 3

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе Q-36-XV карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип м-ния (К—коренное)	№ использованного материала по списку (прилож. № 1)
Титан					
35	IV-1	Елетьозерское (Нядоваарское — участок Сури-Вара)	Не эксплуатировалось	К	3, 7, 19
Никобий					
34	IV-1	Елетьозерское	То же	.	19

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе Q-36-XV карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прил. 1)
Металлические ископаемые				
Магнетитовые руды				
37	IV-3	Магнетитовая варака	Магнетит-грюнеритовые сланцы, залегающие в виде линзообразной залежи, прослеженной на 200 м при мощности 25—35 м. Среднее содержание магнетита в сланцах не превышает 25% (визуально)	30
Никель				
28	III-4	Кот-озеро	Неравномерная сульфидная вкрапленность в гарц-бургитах, в зонах контакта со шширами габбро-норитов. Сульфиды представлены пирротинном, часто в сростании с пентландитом и халькопиритом. Содержание никеля сульфидного в пробах составляет 0,045%	25
Неметаллические ископаемые				
Слюда - мусковит				
1	I-1	Мошинское (д. Моша)	36 пегматитовых жил на площади 2 км ² . Длина жил 100—300 м, средняя мощность 2—5, реже 8 м.	13, 42
10	II-2	Рябо-варака	Пегматит плагио-микроклиновый. Строение жил слабо дифференцированное. Наиболее интересные жилы оконтурены и опробованы с поверхности. Ослюденение неравномерное. Содержание мусковита 0—3 и в редких пробах 12—40 кг/м ³ 80 пегматитовых жил, из которых 23 с мусковитом. Длина жил 10—130 м, мощность 0,5—6 м. Жилы оконтурены и опробованы. Содержание мусковита не превышает 2,5 кг/м ³ , качество низкое	38, 42
Керамическое сырье				
Пегматит				
4	I-4	Кумужьи варакы	12 пегматитовых жил. Наиболее крупные две жилы имеют размеры 110×6 и 150×60 м. Пегматит плагиоклазовый с блоками кварца. Не оконтурены и не опробованы	2, 15, 16, 42
7	I-4	Лапшагинское	4 пегматитовые жилы очень неправильной формы, сложенные плагио-микроклиновым пегматитом с биотитом. Не оконтурены и не опробованы	2, 40, 42
39	IV-4	Плотичная варака	2 пегматитовые жилы размером 90×14,5 и 75×16,5 м и одна жила в юго-западной части варакы видимой мощностью 1,5—2 м и длиной 160 м. Пегматит плагиоклазовый, частично с биотитом. Не оконтурены и не опробованы	2, 30, 42
22	II-4	Синее озеро (Синяя, жила № 12)	Шток размером 45×24 м. Пегматит плагиоклазовый с блоками кварца (до 3 м) и плагио-микроклинового пегматита, местами с пачками биотита и редко мусковита. Оконтурена, частично опробована на мусковит. Содержание мусковита по двум пробам 0,1—0,5 кг/м ³ .	23, 40

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	10
Интрузивные образования	32
Тектоника	52
Геоморфология	61
Полезные ископаемые	63
Подземные воды	78
Литература	81
Приложения	83

Редактор издательства *С. В. Овчинникова*
Технический редактор *С. А. Пенькова* Корректор *С. С. Бродецкая*

Подписано к печати 8-1 1963 г.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆ Тир. 200 экз. Бум. л. 3,0 Печ. л. 6,0 Уч.-изд. л. 6,4
Зак. 04617

Картфабрика Госгеолтехиздата