

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-XVI

## ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили: *В. С. Смирнова, Р. И. Солодкая*  
Редактор *К. А. Шуркин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
3 июля 1960 г. протокол № 26

13528



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1960

Копия  
022052

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Географический очерк . . . . .	3
Геологическая изученность . . . . .	5
Стратиграфия . . . . .	11
Интрузивные образования . . . . .	28
Тектоника . . . . .	44
Геоморфология . . . . .	51
Подземные воды . . . . .	54
Литература . . . . .	58

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская  
Лист Q-36-XVI. Объяснительная записка

Редактор издательства *Е. Я. Соколовская*      Технич. редактор *В. В. Быкова*  
Корректор *Э. И. Капильская*

Сдано в набор 19/III-1960 г.      Подписано к печати 6/VII-1960 г.

Формат бумаги 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 1,87    Печ. л. 3,75    Уч. изд. л. 3,85

T-08375 Тираж 300    Зак. 1266    Бесплатно

Малоярославецкая типография Калужской области

## ВВЕДЕНИЕ

Площадь, охватываемая геологической картой листа Q-36-XVI, ограничивается географическими координатами 66°00'—66°40' с. ш. и 33°00'—34°00' в. д. В северо-восточной части листа естественной границей является берег Кандалакшского залива Белого моря с множеством островов и губ.

По административному делению большая часть этой площади входит в состав Лоухского района Карельской АССР и лишь небольшой участок, расположенный к северу от Великой Салмы, — в Кандалакшский район Мурманской области РСФСР. Эта территория охватывает основную часть месторождений керамического сырья и мусковита промышленного Чупинско-Лоухского пегматитового района.

## ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Поверхность описываемой территории представляет собой всхолмленную равнину. На общем равнинном фоне почти повсеместно выделяются небольшие возвышенности — вараки, разделенные неглубокими понижениями, занятыми болотами или озерами. Возвышенности обычно имеют плоские сглаженные вершины, пологие северные и северо-восточные и крутые, часто обрывистые, южные и юго-западные склоны. Они сложены кристаллическими породами и обрамлены, а нередко прикрыты мореной. Некоторые возвышенности представляют формы водно-ледниковой аккумуляции — озы, камы. Как правило, возвышенности, понижения и озера вытянуты в широтном и северо-восточном направлении.

Абсолютные отметки поверхности изменяются от 172 до 10 — 3 м, чаще составляя 40—80 м. Относительные превышения возвышенностей 20—90 м. Наибольшие абсолютные отметки вершин вараков — горы Виччеварак — 172 м, горы Постельная — 130 м, горы Половара — 116 м.

Гидрографическая сеть принадлежит бассейну Белого моря и представлена небольшими реками, ручьями, многочисленными озерами.

В северной части площади листа от моря глубоко в сушу вдается пролив Великая Салма, осложненный рядом губ и островов, в центральной части расположена фиордообразная, узкая (0,6—2 км), но глубокая Чупинская губа.

Реки и ручьи имеют малую протяженность, мелководны, нередко порожисты, с слабо выработанными долинами, с резко меняющимся по сезонам расходом. Большинство из них является протоками, соединяющими озера. Берега рек часто низкие, заболоченные. Наиболее крупной является р. Кереть, более мелкие реки — Лоукса, Домашняя, Никольская, Каменная. Питание рек происходит за счет атмосферных осадков.

Озера весьма характерны для района. Они очень различны по размерам и форме. Крупные озера имеют сильно изрезанные крутые скалистые или местами низкие и заболоченные берега и характеризуются наличием островов. Наиболее крупные озера — Лоухское, Верхнее Пулонгское, Нижнее и Верхнее Нильмозеро, — как считают многие исследователи, образовались на месте тектонических впадин, впоследствии разработанных ледником. Большинство мелких озер ледникового происхождения. Целый ряд небольших озер или так называемых ламбин в настоящее время находятся в различных стадиях зарастания и заболачивания.

Широко развиты болота различных типов. Среди них отмечаются: моховые болота (верховые), питающиеся атмосферными осадками; низинные болота грунтового питания с травянисто-кустарниковой или древесной растительностью; болота атмосферно-грунтового питания, образующиеся в понижениях с затрудненным стоком; болота, образовавшиеся на месте заросших озер. Нередко все эти болота встречаются вместе, образуя тип комплексных болот. Наиболее обширные болота находятся северо-восточнее оз. Цвельского, южнее оз. Верх. Нильмозеро, в районе ст. Лоухи.

Главными путями сообщения являются: Кировская ж. д., проходящая в юго-западной части листа на участке ст. Лоухи, ж.-д. ветка ст. Чупа—пос. Чупа; шоссейные дороги—пос. Чупа—д. Нижняя Пулонга — пос. Хетоламбина, ст. Лоухи — пос. Лоушки и ряд грунтовых дорог, соединяющих населенные пункты. Кроме того, существует водное сообщение по Чупинской губе и заливам Белого моря, а также по крупным озерам.

Населенные пункты расположены главным образом вдоль железной дороги, водных путей сообщения и в районе эксплуатирующихся месторождений. Наиболее крупными являются: районный центр пос. Лоухи, пос. Чупа, с. Кереть, рудничные поселки Хетоламбина, им. Чкалова, Плотина, Лоушки, деревни Нижняя Пулонга, Нильмозеро. Население, состоящее преимущественно из русских и частично карел, занято в горнодобывающей и лесозаготовительной промышленности, на ж.-д. транспорте и в рыболовецких колхозах.

Ведущими отраслями промышленности являются горнодобывающая и лесная. Добыча слюды-мусковита и высококачественного

керамического сырья имеет всесоюзное значение. На территории листа в настоящее время действуют рудники: Малиновая Варака, Плотина, Хето-Ламбина, им. Чкалова. Разработка слюдяных месторождений производится преимущественно подземными выработками и лишь на некоторых крупных керамических пегматитовых жилах — карьерами. В 1956 г. начато строительство пегматитового помольно-обогачительного завода в пос. Чупа. Предприятия лесной промышленности являются Лоухский и Чупинский леспромхозы и лесопильный завод, расположенный на о-ве Среднем.

Климат района умеренно континентальный и характеризуется продолжительной холодной снежной зимой и коротким прохладным дождливым летом.

В связи с развитием болотных или грубых щебнистых почв, а также почти сплошной залесенностью (сосна, ель) района, сельское хозяйство развито слабо и в экономике играет резко подчиненную роль.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

На территории листа Q-36-XVI еще в XV—XVI в. существовал слюдяной промысел, о чем свидетельствуют так называемые «стариковские» выработки на многих пегматитовых жилах. Добыча слюды производилась до начала XIX в. Никаких геологических материалов того времени не сохранилось.

Первые сведения о геологическом строении территории содержатся в работе Широкина (1835). Им составлена геологическая карта масштаба 1:630 000 побережья Кандалакшского залива от р. Варзуги до г. Кемь; установлено развитие гнейсов, «амфиболитовых» пород, гранитов, отмечены некоторые пегматитовые и кварцево-карбонатные жилы, а также сделана попытка стратиграфического расчленения пород.

С 1891 г. детальным петрографическим и минералогическим изучением пород, развитых на побережье Белого моря, занимался Е. С. Федоров (1896, 1904, 1905). Введенное им в геологическую литературу наименование «друзиты» для основных и ультраосновных пород района используется и в настоящее время.

В 1916—1917 гг. И. И. Гинзбург (1921) обследовал месторождения полевого шпата, слюды, рудных фальбандов побережья Кандалакшского залива и дал их описание.

В 1917 г. геологическую съемку вдоль трассы б. Мурманской ж. д. проводили С. Ф. Машковцев, В. И. Соколов, давшие геологическую характеристику узкой полосы вдоль ж.-д. трассы.

После Великой Октябрьской революции Институтом по изучению Севера были поставлены работы с целью выявления первоочередных объектов для добычи керамического сырья (Э. А. Купфер, П. А. Борисов). В связи с начавшейся в 1922—1923 гг. добычей керамического сырья (различными акционерными общества-

ми, преобразованными в 1927 г. в трест Карелгранит) стали проводиться разведочные работы (С. Н. Михайловский, Н. М. Попов).

С 1923 г. б. Геологическим комитетом начаты систематические исследования как пегматитов, так и геологического строения района (Григорьев, 1925, 1935). Почти одновременно в изучение минералогии пегматитов Северной Карелии включилась Академия наук СССР (А. Н. Лабунцов, А. Е. Ферсман).

С 1926 г. в течение длительного времени изучением в основном керамических пегматитов занимается П. А. Борисов.

С 1929 г. — со времени организации Ленинградского геолого-разведочного треста, позднее преобразованного в Ленинградское и в настоящее время Северо-Западное геологическое управление (СЗГУ) — начато проведение систематических геологических съемок, поисков и разведок полезных ископаемых.

В 1930—1931 гг. вся территория Северной Карелии покрыта геологической съемкой масштаба 1:1 000 000 (Ю. С. Неуструев, Н. Г. Судовиков, К. К. Судиславлев). Изучением четвертичных отложений в эти годы занимались С. Г. Боч, С. В. Эпштейн.

В начале 30-х годов появляется ряд статей, посвященных изучению некоторых минералов пегматитов (С. М. Курбатов, И. И. Шафрановский, Ю. П. Деньгин, Л. Л. Солодовникова).

Все геологические материалы (до 1933 г. включительно) обобщены В. М. Тимофеевым в первой геологической карте Карелии масштаба 1:1 000 000 с объяснительной запиской к ней и в монографии по петрографии Карелии, которые опубликованы в 1935 г. В работах Тимофеева гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты, широко развитые на побережье Белого моря между станциями Ковда-Сорока, отнесены к ботнию и впервые названы беломорской формацией. Кроме того, высказано мнение о расчленении ее на три свиты: нижнюю, представленную гнейсами; залегающую выше свиту—кианито-гранатовыми сланцами и верхнюю, сложенную амфиболовыми и частично мусковитовыми сланцами.

Прорывающие беломорскую формацию основные породы (друзиты) им относились к постботнию, а более молодые, так называемые беломорские микроклиновые граниты и связанные с ними пегматиты Северной Карелии — к карельской формации (нижний протерозой).

П. К. Григорьев (1935), придерживаясь стратиграфической схемы Седергольма (I. Sederholm, 1930, 1932) для Финляндии и по аналогии с гнейсами Кольского полуострова (Полканов, 1935), указал на вероятность свионийского возраста беломорских гнейсов и выделил постсвионийские граниты и мигматиты, постботнийские друзиты и микроклиновые граниты, мигматиты, пегматиты. Эта схема разделяется многими исследователями до настоящего времени.

В 1934—1935 гг. значительная часть территории листа покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000 с целью поисков слюдоносных пегматитов (М. Д. Вагапова, Н. А. Волотовская,

Н. А. Игнатъев, А. Л. Крист). В 1936—1940 гг. остальная его часть закартирована в масштабах 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000 (Р. Р. Гейзер, Л. А. Косой, Н. П. Лупанова, Ю. С. Неуструев, Л. И. Салоп, Н. Г. Судовиков).

Параллельно с геологической съемкой, начиная с 1934 г. по 1941 г., осуществлялись специализированные поисково-разведочные работы на слюдоносные пегматиты трестом Союзслюдкомбинат под руководством Д. Т. Мишарева. В этих работах принимали участие: К. М. Глазачев, М. Б. Григорович, П. К. Коровин, С. Ф. Мартынов, Л. З. Мирошников, В. Г. Пресман, Н. И. Рябов, В. С. Смирнова, Е. В. Тавастшерн, В. А. Токарев, Н. А. Филиппов, К. К. Хазанович, З. П. Шаронова, К. А. Шуркин.

В 30-х годах на протяжении ряда лет вопросами генезиса пегматитов, а также их промышленной оценкой занимался Г. Н. Бунтин (1937, 1937ф, 1940). Им установлен один из важных поисковых признаков на слюдяные пегматиты (приуроченность их к кианито-гранато-биотитовым гнейсам) и указано на развитие в пределах беломорского комплекса разновозрастных пегматитов.

В 1934 г. впервые в Карелии поставлены опытные геофизические работы на пегматиты методами радио-, электро- и магнитометрии (С. Я. Лиогенький, Б. П. Михайлов). В результате этих работ установлена целесообразность применения электрометрии для поисков пегматитовых жил.

В эти же годы проводились работы по изучению других полезных ископаемых, в частности, диатомитов (Варданянц, 1935ф), строительного материала (Залеский, 1934 г.), фальбандов (Мирошниченко, 1935ф) по выявлению перспектив асбестонности района (Демчук, 1939ф).

В 1937 г. в связи с XVII сессией Международного геологического конгресса опубликован ряд статей по геологии Карелии, а также по геологии и пегматитам района (П. А. Борисов, Н. Г. Судовиков).

Накопившиеся к концу 30-х годов геологические материалы были обобщены в сводных работах и монографиях, где рассматриваются вопросы геологии, стратиграфии, петрологии, магматизма, минералогии, дается характеристика полезных ископаемых и оценка их перспектив (Григорьев, 1937, 1937ф; Лабунцов, 1939; Неуструев, 1938, 1939; Полканов, 1939; Судовиков, 1939, 1941ф).

С наибольшей полнотой основные вопросы геологии Беломорья освещены Н. Г. Судовиковым (1939, 1941ф). Судовиков впервые для региона детально охарактеризовал процессы глубинного метаморфизма — мигматизации и гранитизации, связывая с ними образование гранитов и пегматитов, и установил приуроченность промышленных пегматитов к определенным зонам гранитизации. Он детально разработал стратиграфическую схему архея Западного Беломорья, сохранившуюся в общих чертах до настоящего времени. Разрез беломорского комплекса Судовиков, в противоположность своим ранним представлениям, рассматривает как резуль-

тат метасоматической зональности, а не первичного залегания неоднородных пород. Это мнение поддерживалось Ю. С. Неуструевым, которым вместе с Н. Г. Судовиковым (1941ф) составлена первая сводная геологическая карта масштаба 1:200 000 Северной Карелии и Кандалакшского района.

После Великой Отечественной войны, начиная с 1946 г., на территории Чупинско-Лоухского слюдоносного района развернулись в большом объеме геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1:50 000, детальные поиски и разведка пегматитов, геофизические, гидрогеологические, геоморфологические и различные научно-исследовательские работы.

К этому времени все ранее накопленные материалы по геологии и полезным ископаемым региона были обобщены при составлении государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000, лист Q-35,36 (Судовиков, 1946), в обстоятельных сводных работах геолого-экономического характера по керамическим (Борисов, 1942ф, 1946ф, 1948) и слюдоносным пегматитам (Мишарев, Смирнова, 1947ф), в крупной научно-теоретической работе по геологии и петрологии архея Западного Беломорья (Судовиков, 1947ф).

В 1946 г. трестом Ленгеолнеруд начаты поисково-разведочные работы на слюдяные и керамические пегматиты с применением большого объема горных, буровых и опробовательных выработок. На территории листа Q-36-XVI эти работы ведут Б. Я. Алексеев, В. Л. Васютрович, Л. М. Дробышевская, В. И. Едовин, Н. П. Захарова, В. М. Иванова, Н. И. Кочкина, И. А. Кузьмин, О. П. Лунина, Л. Я. Сидоренко, А. Н. Спиридонов, А. Э. Энглунд, Н. В. Янковская и др. Частью аналогичные работы проводились Северо-Западным геологическим управлением: А. А. Мустонен, А. С. Огородников, Э. В. Репина, Н. М. Синякова, В. С. Смирнова и др.

В результате детальных работ составлены геологические карты масштабов 1:25 000—1:5 000 для главных пегматитовых месторождений, открыт ряд новых кустов и отдельных пегматитовых жил. Поиски и разведка пегматитов сопровождаются геофизическими работами с применением электропрофилеирования и отчасти магнитометрии (Н. В. Афанасьев, И. В. Башкин, Е. А. Волотовская, П. А. Лебедев, Г. Ш. Меламед, В. П. Псарев, Н. Н. Тарасов). Одновременно с этим ведется изучение гидрогеологических условий пегматитовых месторождений (З. Г. Горелик, В. Г. Смолин и др.).

Детальные геологоразведочные работы на месторождениях продолжаются и в настоящее время.

В 1951 г. вся территория листа покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:100 000 (Е. А. Каспарова).

В 1947—1950 гг. проводится также ряд специальных исследований с целью выяснения закономерностей размещения пегматитов, их генезиса, промышленных перспектив отдельных площадей. Так, А. В. Скропышев (1949ф, 1950ф, 1953) указал на пространственную приуроченность ряда кустов слюдоносных пегматитов к

древним зонам разломов и участкам интенсивной мелкой складчатости.

Теоретические работы В. Д. Никитина (1947—1957) посвящены условиям и процессам формирования пегматитов. Последние, по его мнению, образовались путем перекристаллизации и метасоматического преобразования жильных интрузивных гранитов и гранит-аплитов. Причем характер пегматитов и наличие в них, в частности мусковита, обуславливается составом подстилающих пород, через которые проходили постмагматические растворы.

П. К. Григорьев (1950ф) в обширной сводной работе впервые разделил породы беломорского комплекса по петрографическим особенностям и степеням метаморфизма на две толщи, указав, что нижняя толща обычно обнажается в пределах крупных антиклиналей, а верхняя — слагает ядра синклиналей. Григорьев сделал важный вывод о приуроченности слюдоносных пегматитов к породам верхней толщи, керамических пегматитов — к нижней толще и пегматитов, имеющих значение на слюду и керамическое сырье, — к верхним горизонтам нижней толщи.

В 1950 г. почти вся территория листа покрыта комплексной геологической съемкой масштаба 1:50 000 (Смирнова, Карпинская, Солодкая, Ханыкова и др., 1951ф). На геологических картах, составленных в результате этих работ, выделены петрографические разновидности пород без стратиграфического разделения их. В. С. Смирновой в соответствии с представлениями П. К. Григорьева (1950ф) породы беломорского комплекса подразделены на нижнюю и верхнюю толщи, с невыдержанным горизонтом амфиболитов и амфиболовых гнейсов между ними.

Первые практические шаги по составлению геологических карт с стратиграфическим расчленением гнейсов беломорской серии относятся к 1951 г. Так, в 1951 г. геологи треста Ленгеолнеруд: Е. П. Чуйкина, Б. Я. Алексеев, З. Е. Баранова при геологической съемке масштаба 1:50 000 в районе оз. Нижнее Котозеро — ст. Пояконда — о-ва Великий выделили среди гнейсов 14 стратиграфических горизонтов. Последние позднее объединены с некоторыми изменениями, при составлении сводной геологической карты масштаба 1:50 000 Чупинско-Лоухского района (Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк и др., 1954ф, 1955ф, 1956ф), в пять толщ (сверху) — керетьскую, хетоламбинскую, чупинскую, котозерскую и западную.

В том же 1951 г. Карело-Финский филиал и несколько позднее Лаборатория геологии докембрия Академии наук СССР приступили к изучению геологии пегматитов Северной Карелии, включая вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма вмещающих их гнейсов беломорского комплекса. В результате этих, пока еще не законченных работ, беломорский комплекс подразделен на четыре стратиграфических толщи и предлагается принципиально новая стратиграфическая схема архея Западного Беломорья (Шуркин, 1952ф, 1953ф, 1955, 1956ф). Эта схема отверга-

ет общепринятое подразделение магматических пород на пост-свионийские (нижний архей) и постботнийские (верхний архей) и рассматривает их как последовательный ряд интрузий ранних, средних и заключительных этапов развития единой в архее подвижной беломорской зоны.

В 1952—1955 гг. коллективом геологов ВСЕГЕИ и СЗГУ (Д. Т. Мишарев, А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, Н. В. Карпинская, В. С. Смирнова, Р. И. Солодкая и др.) проводились работы по составлению сводной геологической карты масштаба 1:100 000 Чупинско-Лоухского и Енского пегматитоносных районов, с целью определения перспектив слюдоносности. В результате этих работ породы беломорского комплекса на большой территории расчленены на три литолого-стратиграфические толщи, впервые показано общее тектоническое строение этой территории и установлена приврочность пегматитов различного промышленного значения (слюдоносных, комплексных и керамических) к каждой из толщ.

В 1953 г. специальным изучением геоморфологии и четвертичных отложений территории листа занимались Г. С. Бискэ, И. В. Сафонова.

Геологические материалы, полученные в результате геологосъемочных, геологоразведочных, геофизических и специальных работ последних лет обобщены в различных сводных работах, относящихся как к территории Карельской АССР и Мурманской области, так и описываемого листа. Наиболее важными из них являются: 27 том геологии СССР—Мурманская область (редактор Л. Я. Харитонов, 1958), 37 том геологии СССР—Карельская АССР, подготавливаемый к изданию, геологическая карта листа Q-35,36 масштаба 1:1 000 000 (В. А. Перевозчикова) и карта полезных ископаемых того же листа (А. М. Носикова), подготовленные к изданию, металлогеническая карта Мурманской области и Карело-Финской ССР масштаба 1:1 000 000 (Билибина и др., 1956), карта слюдоносности по Карельскому (Шустов, Судиславлев, 1956ф) и Кольскому регионам (Л. В. Калафати), сводная работа по керамическим пегматитам (Борисов, 1954), сводная карта четвертичных отложений Мурманской области и Северной Карелии масштаба 1:500 000 и геоморфологическая карта масштаба 1:1 000 000 (Апухтин, 1957ф), шлиховая карта на комплекс редких металлов (Соловова, Дмитриева и др., 1957ф), карта основных водожосных горизонтов (М. Х. Зуммер).

Основными материалами для составления геологической карты листа Q-36-XVI послужили сводные геологические карты масштаба 1:100 000, составленные для данной территории А. С. Амеландовым, Н. В. Карпинской, В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой под руководством Д. Т. Мишарева (Д. Т. Мишарев и др., 1953ф, 1954ф), с учетом изменений по сводной карте масштаба 1:200 000 (Мишарев и др., 1955ф) и сводным геологическим картам масштаба 1:50 000 и 1:200 000, составленным под руководством Е. П. Чуйкиной (Чуйкина и др., 1954ф, 1956ф). Кроме того, использованы гео-

логические карты масштаба 1:50 000 (Смирнова, Карпинская, Ханыкова и др., 1951ф; Баранова, 1952ф; Гейзер, 1941ф; Шуркин, 1956ф) и карты масштаба 1:100 000 и 1:200 000 (Косой, 1938; Судовиков, 1939ф), а также геологические карты месторождений масштаба 1:25 000—1:5000, составленные в 1946—1956 гг. Для большинства мелких островов прибрежной полосы использованы полевые материалы 1957 г. К. А. Шуркина.

При составлении карты полезных ископаемых использованы многочисленные материалы поисково-разведочных работ на слюду и керамическое сырье, проводившиеся в основном б. трестом Ленгеолнеруд и отчасти СЗГУ, данные по эксплуатации пегматитовых месторождений Чупинского рудоуправления, сводные работы по слюдяным и керамическим пегматитам и балансы запасов полезных ископаемых.

Несмотря на большое количество проведенных работ, к моменту составления геологической карты листа Q-36-XVI еще многие вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники, генезиса слюдоносных пегматитов остаются пока не решенными. Наиболее важными являются: разработка принципов и методов детального расчленения глубокометаморфизованных пород беломорской серии и расшифровка ее структуры, выявление нормального разреза и более детальное расчленение продуктивных на слюдоносные пегматиты толщ, выяснение структурных закономерностей размещения промышленных слюдоносных и керамических пегматитов, установление надежных критериев оценки строения и состава их на глубине. Кроме того, остаются не изученными и некоторые вопросы региональной геологии, в частности, последовательность и количество тектоно-магматических циклов в архее Беломорья, возрастные и пространственные взаимоотношения пород беломорской серии с кольской серией, характер структурной перестройки и отношение архейских пород к складчатым деформациям нижнепротерозойского времени.

## СТРАТИГРАФИЯ

Основу геологического строения территории листа Q-36-XVI составляют метаморфические сильно дислоцированные породы архея, претерпевшие интенсивный ультраметаморфизм. Они относятся к беломорской серии, известной в литературе под названием беломорской формации или беломорского комплекса, и представлены разнообразными по составу и текстуре гнейсами, в меньшей мере гранито-гнейсами, амфиболитами и редко кристаллическими сланцами.

Беломорская серия включает более молодые интрузивные образования, среди которых по времени внедрения и петрографическому составу выделяются: а) ранние архейские или древнейшие ультраосновные и основные породы и олигоклазовые гнейсо-граниты; б) поздние архейские основные и ультраосновные породы «друзи-

ты» и плагио-микроклиновые граниты, а также многочисленные пегматитовые, аплитовые, кварцевые и кварцево-карбонатные жилы\*; в) палеозойские дайки щелочных порфириров.

Кристаллические породы прикрыты прерывистым чехлом четвертичных отложений различной мощности.

## АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

### Беломорская серия

Породы беломорской серии являются древнейшими в Карело-Кольском регионе и, возможно, на территории Балтийского щита. Они сопоставляются со свионийскими образованиями Финляндии. Относительный возраст беломорской серии устанавливается по взаимоотношению с основными и ультраосновными породами, олигоклазовыми и плагио-микроклиновыми гранитами и пегматитами, которые прорывают, мигматизируют гнейсы и заключают их ксенолиты. Абсолютный возраст беломорской серии по данным аргонного и свинцового методов определяется в 1,8—2 млрд. лет (Герлинг и др., 1955, 1956). Эти цифры относятся в основном к пегматитам Чупинско-Лоухского района и частью к гнейсам и гранитам.

Основание беломорской серии неизвестно и вряд ли может быть установлено, так как в нижней части ее интенсивно развиты процессы ультраметаморфизма, в том числе селективного плавления, и породы, утрачивая первоначальные особенности минерального состава и строения, приобретают характер гранито-гнейсов.

Стратиграфическое расчленение беломорской серии необычайно сложно ввиду отсутствия в большинстве случаев хорошо сохранившихся черт первичного напластования пород, их структурных и текстурных особенностей, уничтоженных в процессе общей перекристаллизации, дифференциальных движений и региональной мигматизации и гранитизации. Все же некоторые признаки свидетельствуют о седиментогенном происхождении пород беломорской серии, в частности: а) постоянство общего разреза на большом протяжении как по простиранию, так и вкост его; б) характер переслаивания и взаимопереходов отдельных разновидностей пород, свойственный типичноосадочным толщам и вне зависимости от интенсивности проявления мигматизации; в) наличие таких пород как глиноземистые кианито-гранато-биотитовые гнейсы, глиноземисто-карбонатные эпидото-цоизитовые гнейсы и сланцы, мраморовидные известняки в переслаивании с параамфиболитами и дру-

\* Указанное возрастное подразделение архейских интрузивных образований не отвечает мнению редактора. Принятая в записке схема стратиграфии соответствует легенде карт масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000. Карельской АССР и Мурманской области, издаваемых Северо-Западным геологическим управлением.

гие гнейсы, химический состав которых указывает на их первично-осадочный генезис.

Некоторые разновидности амфиболитов, образующие пластовые и линзообразные тела среди гнейсов, расположенные в разных частях разреза и сохраняющие иногда реликты первичных магматических минералов и структур, с несомненностью указывают на присутствие в составе беломорской серии эффузивных или интрузивных пород. Во многих случаях не представляется возможным определить первичную природу амфиболитов. В связи с этим амфиболиты, слагающие более или менее значительные площади или небольшие линзообразные тела, резко отличающиеся по составу от вмещающих гнейсов (за исключением зон переслаивания), показаны на геологической карте отдельным значком.

В настоящее время не существует единого общепринятого мнения о количестве и отчасти содержании толщ и горизонтов в разных участках распространения беломорской серии, в том числе и на территории данного листа. Различными исследователями расчленение пород беломорской серии дается по-разному (таблица).

Таблица

Д. Т. Мишарев и др. 1953ф, 1955ф	Е. П. Чуйкина и др. 1954ф, 1956ф	К. А. Шуркин 1956ф	В. С. Смирнова, Р. И. Солодка 1957
	Керетьская толща*		
	Хетоламбинская толща*		
Верхняя толща кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов	Чупинская толща	Толща гиперглиноземистых гнейсов Толща переслаивания гиперглиноземистых и серых биотитовых гнейсов	Верхняя (лоухская) толща
Средняя толща амфиболитов, амфиболсодержащих и биотитовых гнейсов	Котозерская толща	Толща эпидото-биотитовых, роговообманковых гнейсов и амфиболитов	Средняя (хетоламбинская) толща
Нижняя толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов	Западная толща	Толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов	Нижняя (керетьская) толща

\* Согласно принятой в объяснительной записке к карте трактовке геологического строения и данных других авторов, керетьская и хетоламбинская толщи, выделенные Чуйкиной, в разрезе беломорской серии являются аналогами соответственно нижней и средней толщ.

На геологической карте листа Q-36-XVI и в объяснительной записке к ней принято расчленение беломорской серии на три толщи: нижнюю (керетьскую), среднюю (хетоламбинскую) и верхнюю (лоухскую). Это полностью отвечает подразделению группы геологов ВСЕГЕИ и СЗГУ (Д. Т. Мишарев и др.), в принципе соответствует схеме деления К. А. Шуркина, дающего лишь более детальное расчленение верхней части разреза, но противоречит точке зрения геологов б. треста Ленгеолнеруд (Е. П. Чуйкина и др.), по-иному трактующих общую тектоническую структуру района.

Сторонники трех- и четырехчленного деления беломорской серии рассматривают структуру в виде антиклинория, осложненного в центральной части синклинорным прогибом, в ядре которого залегает верхняя (лоухская) толща, в крыльях — западном нормальном и восточном большей частью опрокинутом — средней (хетоламбинская) толща и в антиклинорных структурах, ограничивающих синклинорий — нижней (керетьская) толща. По мнению же Е. П. Чуйкиной и др. (1954ф), насчитывающих в разрезе беломорского комплекса пять последовательно налегающих толщ, общая структура понимается как крыло синклинория, а повторение весьма похожих по составу толщ (западной и керетьской, котозерской и хетоламбинской) объясняется ритмичностью процессов осадконакопления.

В настоящее время не имеется бесспорных и достаточных доказательств той или иной точки зрения. Однако в пользу трехчленного деления беломорской серии может свидетельствовать: 1) нормальное строение синклинория в районе оз. Нигрозера, в ядре которого залегает верхняя толща; 2) замыкание синклинория южнее территории листа (район оз. Энгозеро) и появление в местах воздымания оси его средней и иногда нижней толщи; 3) наличие в ряде случаев симметричных складок II порядка на разных крыльях синклинория, возникающих в результате ундуляции его оси.

Общая мощность беломорской серии ориентировочно составляет 7—8,5 км, при этом отсутствуют какие-либо признаки стратиграфического или тектонического несогласия между толщами. Эти толщи совместно смяты в крупные складки, в крыльях которых наблюдаются постепенные переходы между лоухской, хетоламбинской и керетьской толщами путем взаимного переслаивания пород с образованием на ряде участков толщи переслаивания (Шуркин, 1956ф) или горизонтов и пачек переслаивания (Чуйкина и др., 1954ф; Мишарев и др., 1953ф).

На сводной стратиграфической колонке к геологической карте отражено общее изменение характера пород беломорской серии (с учетом опрокинутого залегания в северо-восточном крыле структуры), являющееся основой нормального разреза ее.

Метаморфизм пород беломорской серии в целом отвечает амфиболитовой фации. По мнению геолога Н. Г. Судовикова (1947 ф), в большинстве пород парагенетические минеральные ассоциации неравновесны, вследствие проявления метасоматических процессов

щелочного и кварцевого метасоматоза, связанных с гранитизацией.

Явления мигматизации и гранитизации имеют региональное развитие в районе и охватывают как метаморфические, так и магматические породы во всех частях разреза. Особенно интенсивно эти процессы проявляются в нижней толще, где нередко образуются ультраметаморфогенные гранитоидные породы и тневые мигматиты. В более высоких частях разреза последние локализируются в ядрах антиклинальных структур, в зонах дизъюнктивных нарушений, а также в тектонически спокойных участках, где распространены массивы основных и ультраосновных пород (Мишарев и др., 1955ф; Шуркин, 1956ф).

В результате регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и связанной с этим метаморфической дифференциацией разрез беломорской серии и состав пород, очевидно, только в общих чертах отвечает их первоначальному характеру. Мощности толщ, горизонтов и пачек также не могут рассматриваться как первоначальные и приводимые цифры мощности следует принимать лишь как ориентировочные.

#### Нижняя (керетьская) толща (Abl<sub>1</sub>)

Эта толща является наиболее однородной по сравнению с другими толщами и сложена преимущественно биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, эпидото-биотитовыми гнейсами, которыми подчинены амфиболиты, амфиболовые и эпидото-цоизитовые гнейсы.

Породы нижней толщи развиты преимущественно в прибрежной части Кандалакшского залива — в районе о-ва Великого, губы Кив, островов Кереть, Сидоров, Пижостров, где они образуют полосу северо-западного простирания шириной 8—20 км. Здесь породы нижней толщи залегают в центральной части Приморского антиклинория, а также в ядрах антиклиналей и брахиантиклиналей II, III и более мелких порядков.

Контакты пород нижней толщи с породами средней толщи всегда согласные. Переходы между ними обычно постепенные и осуществляются нередко путем переслаивания. В связи с этим изображенная на карте граница толщ в ряде мест имеет условный характер. Видимая мощность пород нижней толщи составляет не менее 2,5—3 км.

Наибольшее значение в составе нижней толщи имеют биотитовые гнейсы. Они представлены светло-серыми, розовато-серыми и серыми мелкозернистыми плотными породами тонкополосчатой текстуры, местами с заметной сланцеватостью. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев, богатых биотитом, с розовыми и красными инъекционными жилками кварц-плаггиомигранитового состава. Структура гнейсов гранобластовая, лепидогранобластовая. Главные минералы: плагноклаз ряда олигоклаз-



андезина, реже альбит-олигоклаза, кварц, микроклин, биотит. Второстепенные минералы: амфибол, эпидот, цоизит, гранат, мусковит, сфен, ортит, циркон, апатит, редко карбонат.

Биотитовые гранито-гнейсы отличаются от биотитовых гнейсов меньшим количеством темноцветных минералов, обычно большим содержанием микроклина и более массивной текстурой. В них отчетливо выражены процессы замещения плагиоклаза микроклином. Гранито-гнейсы преобладают в нижней части разреза и широко развиты на о-ве Великом, севернее оз. Ниж. Нильм-озеро и других местах.

Эпидото-биотитовые гнейсы распространены весьма широко и отличаются от биотитовых гнейсов только заметным содержанием эпидота. Местами для них характерно присутствие сфена (Чуйкина и др., 1954ф). Для гнейсов нижней толщи очень характерен биотит, плеохроирующий в зеленоватых тонах.

Амфиболиты и амфиболовые гнейсы в составе керетьской толщи имеют ограниченное распространение. Они залегают в форме пластовых и линзообразных тел среди биотитовых и эпидото-биотитовых гнейсов преимущественно в верхней части толщи. Мощность их колеблется от нескольких метров до 300 м. Более крупные тела амфиболитов отмечены северо-восточнее д. Нильмогуба, на островах в Великой Салме, на о-ве Илейки, восточном берегу о-ва Кереть, у оз. Пирожниково. По составу, структуре, текстуре эти амфиболиты не отличаются от амфиболитов, развитых в других толщах, и окисываются ниже.

Амфиболовые гнейсы встречаются как в переслаивании с амфиболитами, так и в самостоятельном залегании среди биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов.

Эпидото-цоизитовые гнейсы образуют небольшие линзы на о-ве Сидорове, северном берегу о-ва Кишкина, близ с. Кереть обычно в ассоциации с амфиболовыми гнейсами. Они отличаются светло-зеленоватым цветом, плотным сложением и в большинстве случаев разбиты сетью трещин, выполненных кварцем и эпидотом.

Породы нижней толщи, как правило, интенсивно мигматизированы и гранитизированы с образованием наиболее распространенных тонкополосчатых и теневых мигматитов, особенно характерных для биотитовых гнейсов. Амфиболиты, амфиболовые и эпидото-цоизитовые гнейсы преобразованы в мигматиты типа агматитов, реже небулитов. Кроме того, в местах более слабой мигматизации встречаются порфиробластические мигматиты. На ряде участков высшей степени гранитизации (восточнее горы Панфилова, юго-восточный берег Бабьего моря, юго-восточная часть о-вов Великого, Сидорова, Пижострова, Бол. Медведок) среди гнейсов наблюдаются гранитоидные породы, которые условно отнесены к интрузивным гранитам.

Как показывают химические анализы, породы нижней толщи (Мишарев и др., 1955ф, 1956ф) характеризуются высоким содер-

жанием кремнезема (70%), значительным количеством глинозема (14—15%), калия и натрия, в сумме составляющих 5—7%, но бедны железом и магнием.

Не исключено, что часть биотитовых гнейсов первоначально была предельно аркозовыми песчаниками, местами с подчиненными прослоями мергелистых пород (эпидото-цоизитовые гнейсы и параамфиболиты), но последующий глубокий ультраметаморфизм их уничтожил все признаки первичного состава. По Н. Г. Судовикову (1939, 1947ф), область развития пород нижней толщи представляет зону интенсивного калиевого метасоматоза и выноса магния, железа, кальция, в которой петрографические особенности пород всецело обусловлены явлениями гранитизации.

#### Средняя (хетоламбинская) толща (Ab1<sub>2</sub>)

Средняя толща сложена амфиболитами, гранато-амфиболовыми, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, нередко в тонком переслаивании их между собой, с резко подчиненными кианито- и гранато-биотитовыми гнейсами. На п-ове Карташ среди амфиболовых гнейсов и амфиболитов отмечены тонкие прослои мраморвидных карбонатных пород.

В пределах листа геологической карты породы средней толщи образуют непрерывную полосу северо-западного простирания, приуроченную к северо-восточному крылу главной синклинойной структуры, протягивающуюся в районе г. Новоселы — пос. Хетоламбина — пос. им. Чкалова — оз. Постельное — оз. Сонозеро. Ширина полосы 7—15 км. Кроме того, породы хетоламбинской толщи распространены в прибрежной части листа — в районе горы Ругозерской и губы Кив, где они приурочены к довольно узким синклинальным структурам, заключенным среди пород нижней толщи. Не исключена возможность, что амфиболиты, развитые на о-ве Лушове, у оз. Пирожниково и др., являются продолжением этих же структур. Кроме того, породы средней толщи образуют узкие полосы шириной в 1—3 км к юго-востоку от ст. Лоухи и слагают замковые части антиклинальных складок между пос. Чула — оз. Важенка, оз. Кривое — оз. Ниж. Дорожное, распространяясь на запад за пределы описываемой территории.

Контакты пород средней толщи всюду согласные. Верхняя ее граница в большинстве случаев достаточно четкая и определяется появлением в разрезе мощных пластов кианито- и гранато-биотитовых гнейсов, переслаивающихся с серыми биотитовыми гнейсами и амфиболитами. Граница с породами нижней толщи устанавливается по исчезновению в разрезе амфиболитов. В тех случаях, когда не наблюдается преобладающего развития амфиболовых пород, нижняя граница проводится предположительно.

Мощность пород средней толщи составляет 2,5—3 км.

Для отдельных участков территории листа рядом исследователей (Смирнова, Солодка, Шуркин) на основании изу-



чения детальных разрезов установлена стратиграфическая последовательность пород внутри средней толщи с более дробным подразделением ее на горизонты и пачки пород. Сопоставление этих разрезов, в частности, для участков горы Ругозерской, района оз. Важенка, восточного берега оз. Верх. Пулонгского — пос. Хетоламбина, между озерами Юлозеро—Верх. Попово свидетельствует о сильной изменчивости горизонтов и пачек пород по составу и мощности, и о большей или меньшей выдержанности по простиранию толщи в целом.

Так, в районе горы Ругозерской (Шуркин, 1952ф, 1956ф) в верхней части разреза залегает пачка гранатовых амфиболитов с подчиненными роговообманковыми гнейсами, мощностью 200 м, ниже — горизонт переслаивания биотитовых и роговообманковых гнейсов с прослоями и линзами амфиболитов, мощностью 300—400 м; эти породы подстилаются пачкой гранатовых амфиболитов мощностью до 250 м.

В районе оз. Важенка Шуркин (1956ф) выделяет два горизонта — верхний, состоящий из эпидото-биотитовых гнейсов, частью с амфиболом, с тонкими пропластками амфиболитов и нижний, состоящий из переслаивающихся светло-серых биотитовых гранито-гнейсов и амфиболо-биотитовых гнейсов, частью с эпидотом, с многочисленными пластообразными и линзообразными телами амфиболитов.

В районе восточного берега оз. Верх. и Ниж. Пулонгского — пос. Хетоламбина среди хетоламбинской толщи можно выделить три горизонта: 1) светло-серые биотитовые гнейсы с амфиболом, эпидотом, переслаивающиеся с амфиболитами и подчиненными гранато-биотитовыми гнейсами; 2) гранатовые и полевошпатовые амфиболиты и переслаивающиеся с ними роговообманковые гнейсы; 3) тонкое переслаивание биотитовых, амфиболовых и амфиболосодержащих гнейсов, нередко с эпидотом, с маломощными прослоями и линзами амфиболитов. Горизонт тонкого переслаивания типично выражен в районе месторождения Хетоламбина, где мощность его составляет 600—800 м. По представлениям Д. Т. Мишарева, Р. И. Солодкой и др. (1953ф), первый горизонт является верхним, по мнению Е. П. Чуйкиной и др. (1954ф) — нижним.

Между озерами Юлозеро и Верх. Попово (по данным В. С. Смирновой, Мишаревой и др., 1953ф, 1955ф) в верхах толщи залегают серые биотитовые гнейсы с редкими линзами амфиболитов, ниже — биотитовые гнейсы в грубом и тонком переслаивании с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами и в основании разреза — амфиболиты.

Таким образом, в пределах территории листа Q-36-XVI намечается возможность выделения в составе средней толщи трех главных горизонтов: нижнего, представленного переслаиванием (тонким и грубым) биотитовых и амфиболосодержащих гнейсов с амфиболитами, среднего — преимущественно амфиболиты и амфиболовые гнейсы и верхнего — переслаивание биотитовых и

амфиболовых гнейсов с амфиболитами и резко подчиненными кианито- и гранато-биотитовыми гнейсами.

Амфиболиты являются характерными для средней толщи. Наиболее значительные площади они слагают в районе горы Ругозерской, на восточном берегу оз. Верх. Пулонгского, южнее оз. Лоухского (у Келейной губы), на месторождении Колыбаевский Бор. Чаше амфиболиты образуют маломощные пласты и линзообразные тела среди биотитовых и амфиболовых гнейсов.

Амфиболиты представляют собой средне- и крупнозернистые породы темно-зеленого цвета, сланцеватой и реже массивной текстуры. Нередко обладают полосчатым сложением, обусловленным чередованием различных по составу и зернистости прослоев. Встречаются гранатовые, полевошпатовые, гранато-полевошпатовые, диопсидовые, скаполито-диопсидовые, эпидотовые, эпидото-цоизитовые амфиболиты. Наиболее распространены гранато-полевошпатовые амфиболиты, которым подчинены остальные разновидности, связанные большей частью постепенными переходами или переслаивающиеся с ними.

Структура амфиболитов обычно немагнитообластная, гранобластная и порфиробластная. Наряду с этим в единичных случаях встречается бластогаббровая. Главными минералами в гранато-полевошпатовых амфиболитах являются: амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой, плагиоклаз-олигоклаз-андезин или андезин, гранат. Как второстепенные — иногда присутствуют: пироксен, диопсид-геденбергитового ряда, биотит, эпидот, цоизит, кварц, скаполит, являющиеся в других разновидностях породообразующими минералами, а также весьма характерный сфен, ортит, апатит, циркон, магнетит, карбонат, хлорит.

С амфиболитами связаны совместно залегающие гранато-амфиболовые, амфиболовые, амфиболо-биотитовые, биотито-амфиболовые, гранато-биотитовые гнейсы и изредка (гора Ругозерская, мыс Карташ) эпидото-цоизитовые гнейсы и сланцы. Эти гнейсы встречаются также и в виде самостоятельных маломощных прослоев среди биотитовых и эпидото-биотитовых гнейсов.

Химический состав амфиболитов и амфиболовых гнейсов, встречающихся во всех толщах, в общем одинаков. Они содержат сравнительно умеренное количество кремнезема (49—55%), повышенное количество глинозема (14—16%) и значительное количество FeO (7—10%) и CaO (11—12%).

Биотитовые гнейсы средней толщи в большинстве случаев переслаиваются с амфиболовыми гнейсами и постоянно заключают тонкие прослои и линзы амфиболитов, реже слагают довольно значительные площади (например, между горой Постельной и оз. Юлозеро).

Биотитовые гнейсы представляют обычно среднезернистые или мелкозернистые светло-серые и темно-серые тонкополосчатые породы. По внешнему виду биотитовые гнейсы хетоламбинской толщи иногда очень похожи на бедные микроклином биотитовые

гнейсы керетьской толщи и светло-серые биотитовые плагиогнейсы лоухской толщи, но, кроме положения в разрезе и переслаивания с амфиболсодержащими гнейсами, они отличаются от тех и других большим содержанием темноцветных минералов (биотита, нередко амфибола), а также по химическому составу. По данным Д. Т. Мишарева, А. С. Амеландова и др. (1955ф), они содержат 66—70% кремнезема, 15—17% глинозема и отличаются преобладанием натрия над калием.

Структура биотитовых гнейсов гранолепидобластовая, гранобластовая. Главными минералами являются: плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина, кварц, биотит, второстепенными — амфибол, эпидот, гранат, микроклин, скаполит, апатит, циркон, сфен, ортит, рудный минерал. При увеличении содержания амфибола и эпидота биотитовые гнейсы переходят в амфиболо-биотитовые, эпидото-биотитовые, амфиболо-эпидото-биотитовые гнейсы.

Кианито- и гранато-биотитовые гнейсы являются наименее распространенными в составе средней толщи. Они встречаются в виде редких линз и маломощных прослоев среди биотитовых гнейсов и в зонах переслаивания последних с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Наиболее часто они отмечаются в верхах разреза толщи, в частности, к западу от оз. Плотичного, на восточном берегу оз. Верх. Пулонгского, на северо-восточном берегу оз. Ниж. Пулонгского, на месторождениях им. 8 Марта и Постельное озеро. По составу, структуре и сложению эти гнейсы почти ничем не отличаются от аналогичных гнейсов верхней толщи.

Мраморовидные карбонатные породы, известные на территории листа Q-36-XVI лишь в единственном обнажении в Хожаевой губке на северном берегу п-ова Карташ, слагают два прослоя в 5—40 см среди роговообманковых гнейсов, залегающих в гранатовых полосчатых амфиболитах, местами содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов. Карбонатные породы состоят в основном из анкерита с примесью диоксида, граната, роговой обманки, хлорита, магнетита, сульфидов, иногда сфена, биотита, поизита, эпидота. По мнению В. И. Лебедева (1955), эти породы представляют собой первичноосадочные образования типа известняков, впоследствии перекристаллизованные и скарнированные в связи с мигматизацией, и с несомненностью свидетельствуют о седиментогенной природе заключающих их амфиболитов.

Мигматизация в породах хетоламбинской толщи проявлена в целом слабее, чем в нижней толще и характеризуется средней, местами слабой степенью. Сильная и высокая степень мигматизации в средней толще отмечается лишь локально — в замковых частях антиклинальных складок (западнее оз. Долгого и северо-западнее пос. Чула), в зонах тектонических нарушений (вдоль оз. Ниж. Пулонгского) и местами в низах толщи (юго-восточнее оз. Ниж. Нильозеро и др.). Наиболее часто встречаются мигматиты типа агматитов и грубополосчатые мигматиты.

На основании ряда признаков (химического состава, характера переслаивания, наличия карбонатных пород и др.) можно предположить, что хетоламбинская толща в основной массе слагалась первичноосадочными породами, по-видимому, мергелистыми, известково-глинистыми и песчано-глинистыми, которые были позднее преобразованы в амфиболсодержащие, биотитовые и отчасти гранато-биотитовые гнейсы и параамфиболиты. Но в ней также более значительную роль, чем в других частях разреза беломорской серии, играли основные эффузивы и возможно древнейшие основные интрузивные породы, превращенные в амфиболиты и амфиболовые гнейсы, во многих случаях неотличимые от парапород. Не исключена также возможность, что некоторая часть амфиболовых и амфиболо-биотитовых гнейсов образовалась за счет метаморфизма пород аналогичных комплексу гиперстеновых гнейсо-диоритов, развитых на Кольском п-ове.

### Верхняя (лоухская) толща (Abl<sub>3</sub>)

Для верхней толщи характерно развитие высокоглиноземистых гнейсов, содержащих гранат и кианит. Преобладающими породами являются: гранато-биотитовые, кианито-гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы, которым подчинены лейкократовые биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и гранито-гнейсы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы.

Породы верхней толщи прослеживаются в виде непрерывной полосы северо-западного простирания, протягивающейся через район озер Верх. Пулонгское, Лоухское, Юлозеро, и уходящей к северо-западу (в район ст. Полярный Круг) и югу за пределы листа. Они залегают в ядре Енско-Лоухского синклинория, усложненного складками северо-восточного простирания. Ширина полосы составляет 6—8 км. К юго-западу от оз. Верх. Вехкозеро лоухская толща разбивается на ряд узких полос шириной 1—2 км, разделенных породами хетоламбинской толщи.

Верхняя граница лоухской толщи неизвестна вследствие того, что покрывающие породы не сохранились. Нижняя граница проводится по преимущественному развитию в основании разреза амфиболитов, светло-серых биотитовых гнейсов с резко подчиненными кианито- и гранато-биотитовыми гнейсами и является в большинстве случаев отчетливой.

Максимальная мощность верхней толщи в районе по данным детальных разрезов составляет 2—2,5 км, уменьшаясь местами до 1 км.

Стратиграфическая последовательность внутри толщи не установлена с достаточной достоверностью на всем ее протяжении (несмотря на детальное изучение) в связи с отсутствием опорных горизонтов, в общем довольно однородным составом толщи, частым и неодинаковым в разных участках характером переслаивания отдельных разновидностей и локальным проявлением силь-

ной мигматизации. Но все же местами наблюдается приуроченность преимущественно светло-серых биотитовых гнейсов с подчиненными амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, переслаивающихся с кианито- и гранато-биотитовыми гнейсами к низам, а кианито- и гранато-биотитовых гнейсов к верхам разреза.

По данным К. А. Шуркина (1956ф), западнее оз. Верх. Пулонгского (в районе горы Хитовараки) в верхней части разреза преобладают крупночешуйчатые кианито-гранато-биотитовые гнейсы с подчиненными биотитовыми гнейсами и тонкими прослоями и линзами амфиболитов, в нижней части — мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы с прослоями кианито-гранато-биотитовых гнейсов. В основании разреза отмечается переслаивание гранато-биотитовых и реже кианито-гранато-биотитовых гнейсов с светло-серыми биотитовыми гнейсами, содержащими в переменных количествах амфибол, эпидот, гранат, и с редкими пропластками и линзами амфиболитов. Породы, залегающие в основании разреза, Шуркиным выделяются в самостоятельную толщу, переходную между средней и верхней толщами.

На южном участке месторождения Малиновая Варака в верхах разреза залегают кианито-гранато-биотитовые гнейсы, сменяющиеся вниз по разрезу гранато-биотитовыми гнейсами, неоднократно чередующимися с светло-серыми биотитовыми и двуслюдяными аплитовидными гнейсами и гранито-гнейсами.

По представлениям Е. П. Чуйкиной и др. (1954ф), лоухская толща (или чупинская по ее наименованию) может быть разделена на три горизонта: в основании в верхах разреза залегают преимущественно гранато-биотитовые и кианито-гранато-биотитовые гнейсы, а в средней части — светло-серые биотитовые гнейсы, иногда с амфиболом, эпидотом, с мелкими линзами и пропластками амфиболитов, переслаивающиеся с подчиненными кианито- и гранато-биотитовыми гнейсами. Но, учитывая, что структурное положение лоухской толщи трактуется Е. П. Чуйкиной иначе, ее разрез не сопоставим с разрезами других исследователей этой территории.

На основании имеющихся данных в составе лоухской толщи можно выделить: нижний горизонт переслаивания кианито- и гранато-биотитовых гнейсов с светло-серыми биотитовыми гнейсами и подчиненными амфиболитами и верхний горизонт преимущественно гранато-биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов.

Ниже дается краткая характеристика пород верхней толщи в порядке их распространенности.

Гранато-биотитовые гнейсы являются наиболее распространенными породами в составе верхней толщи и представлены несколькими разновидностями. Типичные гранато-биотитовые гнейсы — это средне- и крупнозернистые породы с поверхности ржаво-серого и серого цвета полосчатой текстуры. Реже встречаются мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы, обогащенные

или бедные гранатом, биотитом, лейкократовые или более меланократовые, иногда тонкослоистые. Полосчатость обусловлена наличием белых лейкократовых согласных прожилков преимущественно кварц-полевошпатового состава. В составе прожилков, кроме кварца и плагиоклаза, иногда встречаются гранат, кианит, биотит, мусковит, графит (например, на южном берегу Чупинской губы, в районе месторождений Лопатова Губа, Вуат-Варака и др.).

Структура гнейсов лепидогранобластовая или гранобластовая, сочетающаяся с порфиробластовой. Главными минералами являются: плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин), кварц, биотит, гранат. Второстепенные минералы: кианит, мусковит, амфибол, местами графит. Акцессорные минералы: рутил, циркон, ортит, турмалин, апатит, магнетит, сульфиды. В редких случаях присутствуют микроклин, карбонат, эпидот, скаполит.

Кианито-гранато-биотитовые гнейсы отличаются от гранато-биотитовых гнейсов присутствием как породообразующего минерала кианита (обычно 5—10%, редко 25—30%), иногда преобладающего над гранатом. Наиболее развиты они по южному берегу Чупинской губы, на месторождении Плотина, у Запарной и Парфеевской губ оз. Лоухского. Кианито-гранато-биотитовые гнейсы как правило средне- и крупнозернистые. Для них, так же как и для гранато-биотитовых гнейсов, характерно наличие графита, рутила и биотита, плеохроирующего в красновато-коричневых тонах.

Биотитовые гнейсы представлены двумя разновидностями. Одни из них мало отличимы от обычных гранато-биотитовых гнейсов и имеют характерную ржаво-бурую окраску на поверхности выветривания. Другие биотитовые гнейсы серые или светло-серые, полосчатые, обычно с большим количеством кварц-полевошпатового материала. Эти гнейсы местами слагают довольно значительные площади (гора Виччеварак, западнее оз. Лоухского — гора Видаварака), нередко переслаиваясь с кианито- и гранато-биотитовыми гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами (западнее оз. Ниж. Вехозеро, в районе месторождения Шатков Бор и др.). Они чаще всего приурочены к низам лоухской толщи. В составе светло-серых биотитовых гнейсов в ряде случаев отмечается микроклин; биотит в них плеохроирует в желто-коричневых и зеленовато-коричневых тонах; нередко присутствует гранат в виде редких зерен.

К светло-серым биотитовым гнейсам очень близки лейкократовые биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, отличающиеся от них большим содержанием лейкократовых минералов, более массивным сложением и постоянным присутствием в различных количествах обычно белого микроклина. Они развиты на участке месторождений Шатков Бор, Малиновая Варака, в районе оз. Варацкого, между озерами Кенозеро и Ниж. Вехозеро.

Лейкократовые биотитовые гнейсы залегают в виде пропластков, линз (и неправильной формы участков), мощностью от нес-

кольких метров до 100—200 м и приурочены нередко к зонам проявления дизъюнктивных нарушений и сильной мигматизации. Эти породы имеют светло-серый или почти белый цвет, сравнительно массивные или полосчатые. Более массивные разновидности приближаются к аплитовидным породам, полосчатые — к гранито-гнейсам и гнейсам. Структура их гранобластовая, нередко бластогранитная. Главные минералы: плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин, кварц, биотит, в небольшом количестве присутствуют мусковит, гранат.

Двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и гранито-гнейсы являются характерными породами для верхней толщи. Обычно они находятся в тесной связи с кианито- и гранато-биотитовыми гнейсами и не занимают определенного положения в разрезе.

Эти гнейсы представляют собой серовато-белые, иногда розовато-белые неравномерnozернистые породы гнейсовидного, аплитовидного или местами пегматоидного сложения. В массивных аплитовидных разновидностях, кроме микроклина, плагиоклаза и кварца, присутствуют в небольшом количестве биотит, мусковит, гранат. В гнейсовидных разновидностях слюда содержится в больших количествах, в случае преобладания мусковита эти породы переходят в мусковитовые гранито-гнейсы. Структура пород гранобластовая, зачастую в сочетании со структурой метасоматического замещения. Эти породы обычно представляют плагио-микроклиновые мигматиты.

Амфиболиты и амфиболовые гнейсы встречаются в виде согласных пропластков мощностью 0,2—1 м и мелких линз, реже образуют пластообразные и линзообразные тела мощностью до нескольких десятков метров. Амфиболиты и амфиболовые гнейсы залегают большей частью в низах разреза лоухской толщи, где переслаиваются с кианито- и гранато-биотитовыми и серыми биотитовыми гнейсами, и меньше развиты в ее верхней части. Амфиболиты и амфиболовые гнейсы по составу и структуре не отличаются от аналогичных пород других толщ.

Судя по химическим анализам (Мишарев и др., 1955ф, 1956ф), породы верхней толщи — преимущественно кианито- и гранато-биотитовые гнейсы — содержат 60—70% кремнезема, 15—20% глинозема и характеризуются преобладанием натрия над калием. Лишь в лейкократовых биотитовых и двуслюдяных аплитовидных гранито-гнейсах содержание кремнезема увеличивается до 70—75%, а глинозема уменьшается до 13—15% и калий нередко содержится в большем количестве, чем натрий.

Верхняя толща в целом значительно меньше затронута процессами мигматизации и гранитизации по сравнению с породами средней и особенно нижней толщи. В ней нередко можно встретить слабо или почти немигматизированные мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы. В преобладающих породах верхней толщи — гранато-биотитовых, кианито-гранато-биотитовых и биотитовых

гнейсах мигматизация выражена в появлении тонких или грубо-послойных жилок преимущественно кварц-плагиоклазового состава гранитного или аплитовидного и пегматоидного сложения. В мелкозернистых разновидностях этих гнейсов мигматизация проявляется в виде порфиروبласт полевого шпата. Степень мигматизации в общем слабая или средняя.

Лишь в локальных участках, приуроченных преимущественно к тектонически нарушенным зонам, перегибам осей складок, отчасти к низам толщи (например, на северном берегу Чупинской губы), имеет место сильная мигматизация пород. Она проявляется как в форме пластовых и реже секущих инъекционных жилок белого, розовато-белого или розового цвета кварц-полевошпатового состава, так и в образовании пластообразных тел лейкократовых, аплитовидных двуслюдяных, биотитовых и мусковитовых гранито-гнейсов. Следует отметить, что в породах верхней толщи, преимущественно в светло-серых и лейкократовых биотитовых гнейсах, двуслюдяных и мусковитовых гранито-гнейсах, микроклин в большинстве случаев белый и редко розовый в отличие от розового и красного микроклина в керетьской и отчасти хетолампинской толщах.

Некоторыми исследователями, считавшими мигматизацию следствием воздействия интрузивных гранитов (Бунтин, 1937, Григорьев, 1935, 1950ф; Косой, 1938 и др.), это обстоятельство трактовалось как доказательство развития в верхней толще главным образом мигматитов древнейших олигоклазовых гранитов, а в нижней толще — мигматитов более молодых плагио-микроклиновых гранитов.

В последние годы образование жилок кварц-плагиоклазового состава в породах беломорской серии объясняют преимущественно метаморфической дифференциацией или селективным плавлением с тонкопослойным перераспределением кварц-полевошпатовых компонентов на месте (Мишарев и др., 1935ф, 1955ф; Судовников, 1955), а различие в окраске и составе этих жилок — петрологическими особенностями процессов ультраметаморфизма, различными в каждой из толщ (Шуркин, 1956ф).

Верхняя толща, вероятно, по первоначальному составу заметно отличалась от средней и нижней толщ преобладанием глинистых и песчано-глинистых пород, преобразованных позднее в кианито- и гранато-биотитовые гнейсы, и относительно небольшим развитием мергелистых пород, особенно в верхней части разреза.

Именно богатство пород верхней (лоухской) толщи глиноземом обуславливает по общепринятому мнению (Бунтин, 1939; Никитин, 1953, 1957ф; Мишарев и др., 1953ф, 1955ф; Чуйкина и др., 1954ф и др.) наиболее благоприятные условия для формирования мусковитоносных пегматитов, в том числе и промышленных месторождений, которые почти все приурочены к этой толще.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичной системы представлены: ледниковыми, позднеледниковыми (флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, морскими) и послеледниковыми (морскими, озерными, аллювиальными, торфяно-болотными) образованиями. Послеледниковые отложения относятся к современному отделу, остальные — к верхнему отделу четвертичной системы.

На большей части территории четвертичные отложения имеют малую мощность, перекрывая прерывистым покровом кристаллические породы. Лишь на отдельных участках, например, в районе ст. Лоухи, по северному берегу Чупинской губы, южнее оз. Верх. Нильмозеро, восточнее оз. Ниж. Вехкозеро, они слагают большие площади и имеют мощность до 10—25 м.

На геологической карте выделены: ледниковые, водно-ледниковые и морские отложения верхнего отдела, морские отложения и торфяники современного отдела.

### Верхний отдел (Q<sub>3</sub>)

Ледниковые отложения являются наиболее распространенными. Основная морена последнего (валдайского, по С. А. Яковлеву, или более молодого карельского, по Н. И. Апухтину, 1957ф) оледенения залегает непосредственно на кристаллических породах архея. В понижениях рельефа морена перекрыта озерно-ледниковыми или озерными образованиями и торфяниками, а в районе Чупинской губы — послеледниковыми морскими отложениями.

Мощность морены непостоянна. На вершинах и крутых склонах варака она обычно отсутствует, на пологих склонах и в понижениях мощность ее достигает 5—15 м. Литологически морена представлена несортированными разнотернистыми пылеватыми песками, супесями и суглинками с галькой и валунами местных кристаллических пород. На отдельных участках, например, пос. Хетоламбина (Энглунд, 1955ф) среди валунных суглинков часто встречаются линзы сортированных песков мощностью до 3 м.

Почти повсеместно морена с поверхности обогащена валунами, местами (оз. Верх. Вехкозеро, оз. Касачье) вплоть до образования валунных полей. Эти явления связаны с перемывом морены поздние- и послеледниковыми морскими водами (Эпштейн, 1934; Апухтин, 1957ф и др.).

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

Флювиогляциальные отложения представлены различными по крупности косослоистыми песками, галечниками, галечно-валунным материалом, образующими озовые гряды. Развиты они севернее оз. Верх. Нильмозеро, юго-восточнее оз. Цвельского, севернее оз. Лоухского. Мощность отложений 3—20 м.

Озерно-ледниковые отложения представлены осадками внутриледниковых и приледниковых озерных бассейнов. Первые из них образуют камы, встречающиеся нередко вместе с озами. Сложены камы в основном мелкозернистыми слоистыми песками с гравием и галькой. Отложения приледниковых озер приурочены к понижениям рельефа и распространены преимущественно в районе озер Юлозеро, Сонозеро, Бол. Воронское. Здесь они представлены грубослоистыми песками, супесями и суглинками с небольшим количеством гальки и валунов (Смирнова и др., 1951ф).

Морские отложения позднеледникового времени, охарактеризованные палеонтологически, в пределах листа неизвестны, но отмечаются в смежных районах на абсолютных отметках 90—180 м и выше.

По данным Н. И. Апухтина (1957ф), В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой и др. (1951ф), условно к позднеледниковым морским отложениям отнесены горизонтально-слоистые средне- и мелкозернистые пески с галькой и валунами, развитые в районе горы Лоухи, юго-восточнее ст. Лоухи (оз. Топорное) на абсолютных отметках 80—90 м. В песках преобладает пыльца сосны, ели и содержится немного пыльцы березы с примесью ольхи. Не исключена возможность, что эти отложения являются образованиями позднеледниковых или даже послеледниковых (Бискэ, Сафонова, 1954ф) озерных бассейнов. Однако последнее маловероятно. Мощность отложений определяется в 26 м.

### Современный отдел (Q<sub>4</sub>)

Морские отложения послеледникового времени развиты по берегам губ Чупинской, Кив, Керетьской, Великой Салмы, на западном берегу оз. Варацкого, а также известны на небольших участках вдали от морского побережья (северо-западный берег оз. Верх. Пулонгского — Лопатова варака, Хитоварака). Они залегают на размытой морене или кристаллических породах. В ряде мест известны палеонтологически охарактеризованные осадки на высоте 5—45 м над современным уровнем моря.

Верхние горизонты этих отложений сложены горизонтально-слоистыми средне- и мелкозернистыми песками с галькой и мелкими валунами. На западном берегу оз. Варацкого на высоте 30 м в песках, книзу переходящих в песчанистые тонкослоистые глины, отмечены солоноводные и пресноводно-солоноводные формы диатомовых *Rhabdonema minus* Ehr., *Grammatophora* sp., *Achnanthes* sp., *Diploneis* sp., *Stauroneis* sp., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) gr., *Campylodiscus echeneis* (Ehr.) (Смирнова и др., 1951ф).

Нижние горизонты разреза представлены преимущественно темно-серыми песчаными глинами и реже супесями, местами с линзами ракушечника. Последние состоят в основном из *Mytilus edulis* L. и единичных *Littorina littorea* L., *Littorina rudis* Mot. (определение М. А. Лавровой) и известны юго-западнее пос. Чупа

на абсолютной высоте 5—7 м, в районе пос. им. Чкалова, на Лопатовой вараче — 40 м, в районе пос. Ватваровки (Вуат-Вараки) — 20 м (Смолин, 1948ф), на склоне г. Хитовараки — 45 м (Спиридонов и др., 1951ф). В пос. Чупа у кирпичного завода С. В. Элштейном (1934) в глинах найдена в большом количестве *Ioldia arctica* L.

Мощность глин составляет 1—3, изредка 8 м; мощность песков 1—8 м.

Торфяно-болотные отложения — торфяники — распространены во многих частях района, где залегают на всех вышеперечисленных образованиях. Наиболее значительные площади они занимают южнее оз. Верх. Нильмозеро, юго-восточнее пос. Хетоламбина, в районе ст. Лоухи, между Чупинской губой и р. Кереть, восточнее оз. Ниж. Вехкозеро. По составу торф гипновоосоковый и сфагновый. Мощность торфа 0,5—5 м.

Кроме вышеописанных образований, ограниченное распространение имеют озерные и аллювиальные отложения, которые не показаны на карте ввиду небольшого площадного развития или незначительной мощности.

Озерные отложения развиты в районе озер Верх. Пулонгского, Лоухского, Бол. Воронского, Белого и других. Представлены они слоистыми мелкозернистыми песками с гравием и галькой, супесями, иловатыми глинами, реже диатомитами.

Диатомиты известны на дне некоторых озер, в частности, оз. Ряпукс, оз. Бедное (Варданянц, 1935ф), а также на их берегах под торфом, где подстилаются иловатыми глинами или реже песками. Мощность диатомита составляет 0,4—2,6 м. Мощность озерных отложений достигает 2—5 м.

Аллювиальные отложения имеют весьма ограниченное развитие и встречаются отдельными участками вдоль рек Керети, Лоуксы, Домашней и Каменной, где слагают пойменные террасы, а также отмели и речные косы в руслах рек. Аллювий представлен мелкозернистыми косослоистыми песками с гравием, местами с прослоями галечника, и валунно-галечным материалом. Мощность аллювия 1—2 м.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования в пределах листа Q-36-XVI присутствуют в виде многочисленных мелких массивов, штокообразных тел и жил. По возрасту они подразделяются на архейские и палеозойские.

Наибольшее геологическое значение среди них принадлежит архейским интрузивным породам. Последние большинством исследователей разделяются на четыре разновозрастных группы:

1. Древнейшие глубоко метаморфизованные основные и ультраосновные породы (карбонатно-амфиболовые сланцы и амфиболиты).

2. Олигоклазовые гнейсо-граниты и их мигматиты.

3. Разнообразные по петрологическим особенностям основные и ультраосновные породы, обычно объединяемые групповым названием «друзиты».

4. Плаггио-микроклиновые граниты и их мигматиты, а также генетически связанные с ними многочисленные жильные образования. Среди последних наиболее широким распространением пользуются пегматитовые жилы, в том числе промышленные на слюду — мусковит и керамическое сырье. Подчиненное значение имеют аплитовые, кварцевые и кварцево-карбонатные жилы. Последние иногда несут бедное сульфидное оруденение.

Первые две группы древнейших интрузий являются раннеархейскими, две других — более молодые, относятся к поздним архейским интрузиям.

Наиболее молодые магматические образования района представлены жилами авгитовых, диабазовых и щелочных порфиритов. По аналогии с идентичными породами прилегающего с севера Кандалакшского района, они относятся к палеозою.

В настоящее время возрастное подразделение и стратиграфическое положение интрузивных пород района основывается не только на изучении их контактных взаимоотношений друг с другом и с вмещающими гнейсами и мигматитами беломорского комплекса, но и на основании определения абсолютного возраста. В Лаборатории геологии докембрия АН СССР аргоновым методом и в Радиевом институте АН СССР свинцовым методом получены цифры абсолютного возраста ряда минералов (мусковит, биотит, монацит, уранинит и др.) из пегматитовых жил и отчасти из гнейсов, мигматитов, гранитов и основных пород, развитых на территории листа и в сопредельных с ним районах (Герлинг и др., 1955, 1957; Авдзейко, 1955; Герлинг, 1956).

На основании этих данных возраст промышленных слюдоносных жил Чупинско-Лоухского пегматитового поля определяется в 1800—1850 млн. лет. Граниты ( $\gamma_2A$ ), с которыми генетически связаны эти пегматиты, а также мигматиты и гнейсы беломорской серии дают цифры, близкие к указанным, чем и определяется их безусловно архейский возраст. Следует отметить, что пока еще нет достаточно определенных данных абсолютного возраста древнейших гранитов ( $\gamma_1A$ ) района.

В отдельных случаях были получены цифры возраста слюд (1630—1670 млн. лет) из маломощных пегматитовых жил, секущих гнейсы беломорской серии, соответствующие возрасту нижнепротерозойских гранитов, широко развитых к западу от территории данного листа. Однако объективные геологические критерии для выделения протерозойских гранитов и пегматитов в описываемом районе пока отсутствуют.

Жилы щелочных порфиритов в абсолютном летоисчислении характеризуются цифрами возраста 470—480 млн. лет, т. е. являются палеозойскими.

## Ранние архейские интрузии

К ранним архейским интрузиям относятся, как указывалось, две группы пород:

- а) древнейшие основные и ультраосновные породы;
- б) олигоклазовые гнейсо-граниты.

В большинстве случаев выделение обеих групп пород среди вмещающих гнейсов и амфиболитов беломорской серии является условным и не исключено значительно большее их распространение на территории листа Q-36-XVI, чем это показано на геологической карте.

Древнейшие основные и ультраосновные породы в результате неоднократных процессов метаморфизма превращены в амфиболиты (гранатовые и полевошпатовые) и карбонатно-амфиболовые породы, в частности карбонатно-антофиллито-актинолитовые, которые в большинстве случаев утратили свой первоначальный магматический облик.

Карбонатно-антофиллито-актинолитовые породы (ΣА). Пластово-линзообразные тела карбонатно-антофиллито-актинолитовых пород, представляющих собой, по мнению Л. А. Косого (1938), В. И. Лебедева (1955), глубоко метаморфизованные перидотит-пироксенитовые интрузии, отмечены в районе мыса Карташ, на о-ве Кереть (Сухая варака), на северном берегу оз. Варацкого и других местах. Все они имеют небольшие размеры (единицы, десятки метров, редко до первых сотен метров) и показаны на карте большей частью без соблюдения масштаба.

Карбонатно-антофиллито-актинолитовые породы в районе мыса Карташ и на о-ве Кереть детально изучались В. И. Лебедевым (1955). Они залегают здесь в амфиболовых и гранато-амфиболовых гнейсах и состоят из антофиллита, актинолита и карбонатов, присутствующих в переменных количествах. Карбонаты представлены преимущественно брейнеритом, частью доломитом и редко кальцитом. Местами встречаются реликтовые минералы — шпинель (хромпикотит) и ромбический пироксен. В качестве второстепенных минералов наблюдаются: флогопит, гранат, хлорит, сульфиды (главным образом пирротин). Структуры различны — от нематобластических до гранобластических. Текстура пород массивная или, особенно в краевых частях тел, сланцеватая.

Химический состав этих пород, по В. И. Лебедеву, отвечает ультраосновной магме и, в частности, близок к составу пироксенитов, амфиболитованных под действием гидротерм, содержащих значительное количество углекислоты. В контакте с более молодыми пегматитами наблюдается перекристаллизация актинолита с преобразованием в обыкновенную роговую обманку, появление биотит-флогопита, хлорита, граната и в единичных случаях корунда в ассоциации с турмалином. Гранат относится к пироп-альмандину, в отличие от гроссуляр-альмандина, обычно возникающего, по мнению Лебедева, при скарнировании карбонатов осадочного

происхождения. Следует указать, что Н. Г. Судовиков (1939) описанные и другие карбонатно-антофиллито-актинолитовые породы считал за измененные известковые осадки.

Амфиболиты гранатовые и полевошпатовые (NA). К этой группе условно отнесены мелкие тела амфиболитов на северном берегу о-вов Оленевского, Великого, на горе Гирвасбор и пластовые залежи амфиболитов в районе горы Постельной.

Они характеризуются массивной или сланцеватой текстурой, нередко полосчаты в результате развития явлений метаморфической дифференциации и мигматизации. Структура их гранобластовая или нематобластовая и лишь изредка улавливаются реликты габбровой структуры.

По минералогическому составу древнейшие ортоамфиболиты разнообразны, но преобладают полевошпатовые и гранатовые разновидности. Главными минералами являются: обыкновенная роговая обманка (50—75%), плагиоклаз-андезин (25—40%) и гранат (5—20%), в виде примеси нередко присутствует пироксен, биотит и реже, в виде реликтов, оливин. Биотит в отличие от более молодых ортоамфиболитов друзитовой группы содержится часто в значительном количестве. Пироксены представлены гиперстеном, энстатитом или диопсидом, иногда присутствующими совместно. Из акцессорных и вторичных минералов отмечаются: сфен, апатит, циркон, ортит, рутил, магнетит, сульфиды, кварц, скаполит, эпидот, цоизит, хлорит.

Ортоамфиболиты, как и карбонатно-антофиллито-актинолитовые породы, интенсивно мигматизированы и секутся аплит-пегматитовыми жилами олигоклазового и плагио-микроклинового состава.

Из полезных ископаемых с ними связан амфиболовый асбест, образующий маломощные жилки.

Олигоклазовые гнейсо-граниты ( $\gamma_1A$ ). Олигоклазовые гнейсо-граниты распространены в юго-восточном углу планшета — в районе озер Сонозеро — Бол. Воронское, где являются краевой частью массива, протягивающегося далее к юго-западу за рамку листа. Они по составу и условиям залегания сходны с сильно гранитизированными биотитовыми парагнейсами, преобразованными в гранито-гнейсы. Сами олигоклазовые граниты, представляющие наиболее древние раннеархейские и, судя по согласному их залеганию с вмещающими породами, вероятно синкинематические интрузии, почти совершенно утратили свои первоначальные петрографические особенности и приобрели много общих черт с вмещающими их мигматизированными породами. И те и другие имеют гнейсовидную текстуру и характеризуются бластическим развитием минералов, а в зонах интенсивной гранитизации приобретают и сходный минералогический состав. Это обстоятельство приводит к тому, что в последние годы многие исследователи рассматривают участки, закартированные ранее в качестве олигоклазовых гнейсо-гранитов, как области развития мигматитов и гранито-гнейсов



(Шуркин, 1955) или даже как перекристаллизованные парапороды (Чуйкина и др., 1956ф и др.), отрицая при этом вообще наличие древнейших гранитов.

Отмеченный на карте массив олигоклазовых гнейсо-гранитов, выделенный В. С. Смирновой (Мишарев и др., 1953ф), образует полосу длиной 12 км и шириной 0,35—4 км, вытянутую в северо-восточном направлении от оз. Язево на юге (за южной рамкой листа) до оз. Бол. Воронского и оз. Сонозеро на севере. Массив залегает вдоль контакта биотитовых гнейсов (на северо-западе) с амфиболовыми гнейсами (на юго-востоке). Гранит на контакте с последними становится мелкозернистым и обогащается роговой обманкой.

По текстуре эти граниты разделяются на массивные и огнейсованные (гнейсо-граниты). Первые слагают группу варах по юго-восточному берегу оз. Ханкаш (в 2 км к югу от оз. Бол. Воронского). Вторые развиты в краевых частях массива и образуют наиболее широкую зону в его северо-восточной части, т. е. в районе озер Бол. Воронского и Сонозера.

Переходы между массивными и огнейсованными разновидностями гранитов постепенные. Гнейсо-граниты в свою очередь через зону интенсивно мигматизированных пород также постепенно переходят в гнейсы.

Под микроскопом обе разновидности гранитов имеют гранобластовую структуру иногда с реликтами гипидиоморфнозернистой.

Главными минералами являются: кислый плагиоклаз (№ 12—15), присутствующий в количестве 50—70%, кварц (20%) и биотит (10%). Последний распределен в породе равномерно. Количество акцессорных минералов невелико; в частности наблюдаются апатит, рудный минерал и редко циркон. Следует отметить, что для гранитов характерно отсутствие сфена, рутила, ортита, постоянно присутствующих в гнейсах. Из вторичных минералов часто встречаются: эпидот, цоизит и хлорит, развивающиеся в сильно гранулированных и катаклазированных разновидностях гранитов.

В участках более молодой архейской мигматизации в олигоклазовых гранитах появляются тонкие прожилки или выделения очковой и неправильной формы розового плагио-микроклинового материала. В составе олигоклазовых гранитов при этом появляются ксеноморфные зерна микроклина (2—20%), корродирующего плагиоклаз и кварц.

Гораздо шире по сравнению с массивами гнейсо-гранитов на территории листа Q-36-XVI, как и вообще в Беломорье, развиты мигматиты олигоклазового состава, картируемые в качестве древнейших, генетически связанных с раннеархейскими гранитами. Эти мигматиты представляют собой смешанные породы, состоящие из резко обособленных полосок белого кварц-олигоклазового материала пегматит-аплитового характера и более меланократовых полосок гнейсов. Мощность тех и других полос меняется от 2—5 мм

до 1—4 м. В некоторых случаях лейкократовый материал обособляется в виде мощных пластовых жил мелкозернистого пегматита, например, на южном берегу оз. Юлозеро (вблизи массива гранитов). Однако вопрос генезиса этих пород, так же как генезис самих гранитов, является нерешенным.

Возрастное положение древнейших гранитов основывается на том, что они мигматизируют гнейсы всех трех толщ, а также древнейшие ортоамфиболиты и содержат их ксенолиты; причем наиболее отчетливо мигматиты наблюдаются в гнейсах верхней толщи, в общем слабее затронутых мигматизацией, связанной с внедрением позднеархейских плагио-микроклиновых гранитов. Сами же олигоклазовые граниты мигматизируются и секутся жилами плагио-микроклиновых гранитов. Кроме того, на всем протяжении полосы олигоклазовых гнейсо-гранитов в них заключены массивы основных изверженных пород друзитовой группы, иногда с секущими, по отношению к гранитам, контактами. Отсюда следует, что олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты моложе гнейсов беломорской серии и древнейших ортоамфиболитов, но древнее пород группы друзитов. Наряду с этим существует мнение, что олигоклазовые гнейсо-граниты, возможно, не имеют самостоятельного значения, являясь ранней фазой одного интрузивного цикла с плагио-микроклиновыми гранитами.

Каких-либо полезных ископаемых, связанных с олигоклазовыми гранитами, до сих пор неизвестно.

### Поздние архейские интрузии

Позднеархейские интрузии подразделяются по составу и возрасту на: а) основные и ультраосновные породы (друзиты); б) плагио-микроклиновые и плагио-олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты, а также связанные с ними жилы кислых пород.

Основные и ультраосновные породы (нерасчлененные  $N_{\Sigma 1A}$ ) (габбро-нориты, габбро, габбро-анортозиты, пироксениты, перидотиты, габбро-диабазы, габбро-порфириты, габбро-амфиболиты, амфиболиты и переходные между ними разновидности).

Эта группа интрузивных образований, включающая разнообразный комагматический комплекс пород, пользуется широким распространением на территории листа Q-36-XVI и является весьма характерной для всего Западного Беломорья, представляя специфическую петрографическую формацию этой области.

На геологической карте видно обилие тел основных и ультраосновных пород, разбросанных повсеместно, образующих цепочки или расположенных группами и изолированно друг от друга.

Размеры их преимущественно мелкие 0,3—0,5 км<sup>2</sup> и менее вплоть до мельчайших овальной формы тел (0,5—1 м<sup>2</sup>), не укладываемых в масштаб карты; размеры наиболее крупных массивов не превышают 4—5 км<sup>2</sup>. Форма интрузивных тел, обычно имею-

щих согласные контакты и облекаемых со всех сторон гнейсами, чаще пластообразная, линзообразная и лакколитообразная. По мнению Н. Г. Судовикова (1939), эта морфологическая особенность интрузий друзитов является следствием тектонических движений, вызвавших в большинстве случаев блокирование, облекание пластичными гнейсами, будинач и дробление первоначально более крупных дайкообразных тел, приуроченных к разрывам и трещинам в толще гнейсов. Другие исследователи (Косой, 1938; Шуркин, 1955) допускают лишь сравнительно незначительное влияние дифференциальных движений на форму этих интрузий, считая их первоначально офиолитоподобными бескорневыми телами, разоб-щенными еще до раскристаллизации, в момент синкинематического внедрения.

Реже встречаются штоки и штокообразные тела с секущими контактами и сравнительно подчиненное значение имеют дайки и маломощные жилы. Эта группа тел, по Н. Г. Судовикову (1939, 1947ф), является реликтовой, сохранившейся в тех участках, где дифференциальные движения не получили развития, по Л. А. Косому (1938), В. С. Смирновой и др. (1951ф), она представляет жильную фацию друзитов, а по К. А. Шуркину (1955) — относится к более позднему времени образования. Местами наблюдается приуроченность интрузий основных пород к определенным зонам, по-видимому, древнейшим зонам разломов. Такие зоны выделяются в районе оз. Лоухского (северо-западного простирания), в районе озер Бол. Кумбиламба, Бол. Воронское, Сонозеро (северо-восточного простирания) и в других местах. За пределами этих зон количество основных пород резко уменьшается.

По минералогическому составу описываемые породы представляют непрерывно изменяющийся ряд (серию) от типичных габбро, габбро-норитов и габбро-анортозитов до пироксенитов и перидотитов. В краевых частях массивов иногда отмечаются габбро-порфиры и габбро-диабазы. Последние встречаются также и в виде жил.

Наибольшим распространением на территории листа пользуются габбро-нориты (с оливином и без него); остальные разновидности имеют подчиненное значение. Характерно, что различные разновидности основных и ультраосновных пород встречаются в пределах одного массива, не обнаруживая при этом какой-либо закономерности, реже встречаются массивы однородного состава.

В приконтактных зонах с гнейсами, пегматитовыми и кварцевыми жилами, а также вдоль зон расщепления наблюдается амфиболитизация друзитов с образованием вначале переходных разновидностей, а в конечном итоге диопсид-гранатовых, гранатовых, полевошпатовых и мономинеральных амфиболитов.

Мелкие тела в зонах блокировки часто нацело превращены в амфиболиты. В этом случае они трудно отличимы от сходных по составу, но отличных по генезису параамфиболитов и более ранних по возрасту древнейших ортоамфиболитов. В непосредствен-

ных контактах с мигматитами и пегматитовыми жилами габбро-амфиболиты биотитизированы вплоть до образования маломощных зон слюдитов.

Для всей описываемой серии пород характерна своеобразная друзитовая структура (в сочетании с офитовой, габбровой и габбро-офитовой) в виде келифитовых каемок, развивающихся на границе зерен оливина и пироксенов с плагиоклазами в следующей последовательности: ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфибол, гранат. Существует несколько точек зрения на генезис друзитовой структуры. Е. С. Федоров (1904) и А. А. Строна (1929) считают, что она является первичной и образовалась в результате реакционных взаимоотношений кристаллизующихся минералов с магмой. С. Ф. Машковцев (1927), Н. Г. Судовиков (1939), П. К. Григорьев (1950ф), Г. М. Саранчина (1946) и др. называют эту структуру вторичной, образовавшейся в процессе глубинного метаморфизма и привноса вещества в связи с явлениями региональной мигматизации. В. И. Лебедев (1951) рассматривает ее как результат частичной перекристаллизации породы в твердом состоянии без существенного изменения валового химического состава.

**Габбро-нориты** представляют собой породы голубовато-серого и темно-зеленого цвета, массивной текстуры и полнокристаллической, преимущественно среднезернистой структуры. Они состоят из плагиоклаза ряда андезин-лабрадора (30—35%) и пироксенов (60—65%) — ромбического и моноклинного. Первый представлен преимущественно гиперстеном, второй чаще всего авгитом. Из второстепенных минералов в различных количествах присутствуют: гранат, биотит, оливин, амфибол, рудный минерал, скаполит, карбонат, кварц. Из аксессуарных минералов почти всегда отмечаются рутил, редко апатит.

В оливиновых габбро-норитах породообразующим минералом, кроме основного плагиоклаза и пироксенов, является также оливин, содержащийся в количестве до 5—10%. В числе вторичных и аксессуарных минералов по сравнению с характерными для габбро-норитов здесь появляются в незначительном количестве шпинель-пикотит и серпентин.

В габбро в отличие от габбро-норитов присутствует только моноклинный пироксен типа диопсид-геденбергита. Иногда при большом содержании граната (до 25%) они переходят в гранатовое габбро, а при увеличении роли скаполита в скаполитовое габбро.

В перидотитах и габбро-перидотитах количество оливина составляет 10—50%, обычно заметно серпентинизированного. Остальные минералы развиты так же, как в оливиновых габбро-норитах, кроме шпинели, количество которой здесь увеличивается до 1—5%.

**Пироксениты** состоят преимущественно из ромбического пироксена (энстатита или гиперстена) с незначительной примесью оливина, плагиоклаза, биотита, граната, карбоната и рудного минерала. Самостоятельные тела пироксенитов не имеют широкого

распространения, но шшироподобные их выделения в интрузиях габбро-перидотитового и перидотитового состава встречаются не-редко.

Габбро-анортозиты представляют собой породы светлого и серовато-белого цвета массивного или сланцевато-полосчатого сложения, состоящие из основного плагиоклаза (№ 45—50, редко до № 80) и незначительного количества обычно амфиболлизированных пироксенов. Кроме того, встречаются гранат, эпидот, цонзит, сфен, апатит, рудный минерал, мусковит и биотит. Структура этих пород бластогаббровая и бластогипидиоморфнозернистая.

Амфиболлизированные разновидности описанных пород характеризуются почти полным отсутствием ромбического пироксена и оливина, преобразованием авгита в диопсид и большим содержанием амфибола. Плагиоклаз в них обычно серицитизирован, гранулирован и скаполитизирован. Структура породы приближается к гранобластовой, но еще сохраняются реликты магматических структур. Возникшие при полном изменении друзитов—амфиболиты имеют гранобластовую или нематобластовую структуру и состоят из обыкновенной роговой обманки или актинолита, плагиоклаза (№ 35—40), граната, диопсида, часто присутствуют вторичный кварц, биотит и сфен.

В общих чертах метаморфические преобразования пород группы друзитов, как показал В. И. Лебедев (1951), сводятся к изменению тех из них, где соотношение  $MgO: FeO$  колеблется в пределах 1:1 до 1:2,5 в гранатовые и полевошпатовые амфиболиты, а более магнизиальных членов ряда — в актинолитовые, тремолит-актинолитовые и антофиллит,—талк — и карбонатсодержащие амфиболовые сланцы.

Габбро-диабазы, габбро-порфириты, микрогаббро и образованные по ним амфиболиты слагают краевые части некоторых массивов основных пород (Смирнова и др., 1951ф; Баранова, 1949ф и др.) и встречаются, кроме того, в виде маломощных жил, секущих габбро-нориты, габбро-анортозиты (острова Медянка, Илейки, Пижостров и др.), а также за пределами интрузий — в гнейсах (мыс Карташ, губа Никольская и др.). Это мелкозернистые плотные породы почти афанитового сложения. Под микроскопом они имеют бластогаббровую, бластоофитовую, бластопорфировую и гранонеметобластовую структуры и состоят из обыкновенной роговой обманки, плагиоклаза (№ 31—35), граната и реже пироксена, в различных количественных соотношениях.

По возрасту основные и ультраосновные породы (друзиты) большинством исследователей относятся к начальному этапу позднеархейской магматической деятельности на том основании, что они секут раннеархейские олигоклазовые гнейсо-граниты и мигматизированные древнейшие ортоамфиболиты, а сами секутся жилами аплитов и пегматитов, генетически связанными с позднеархейскими плагио-микроклиновыми гранитами. Кроме того, они испытывают контактное воздействие со стороны этих гранитов и

их мигматитов. Этими фактами руководствовались большинство исследователей района (Судовиков, 1939, 1941ф, 1947ф; Григорьев, 1935, 1950ф; Смирнова и др., 1951ф; Мишарев и др., 1953ф, 1955ф и др.).

В отличие от этого представления, согласно которому большинство пород группы друзитов является разновозрастным, в последние годы К. А. Шуркин (1955, 1956ф) пришел к выводу о разновозрастности друзитов и разделил их на раннеорогенную, позднеорогенную и посторогенную группы интрузий, возникших в течение единого периода развития архейской подвижной зоны.

К раннеорогенным интрузиям Шуркин относит большую часть тел основных пород состава перидотиты-габбро-анортозиты, с ясно выраженной друзитовой структурой; в своем пространственном расположении они строго подчиняются общей складчатой структуре вмещающих пород, образуя небольшие бескорневые тела.

К позднеорогенным интрузиям им относятся мелкие штокообразные и дайкообразные тела первоначально габбрового состава, часто с порфировой структурой в контактах, секущие плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты, но подвергшиеся в контактах метаморфизующему воздействию со стороны последних.

Посторогенную группу составляют жилы и дайки метагаббро-диабазов прямолинейно-секущие гнейсы и мигматиты, независимо от их складчатой структуры.

С породами группы друзитов связана редкая, рассеянная вкрапленность сульфидов, главным образом серного и медного колчеданов, малоперспективная в промышленном отношении.

Плагио-микроклиновые и плагиоклазовые граниты и гнейсо-граниты ( $\gamma_2A$ ). Плагио-микроклиновые граниты на территории листа Q-36-XVI встречаются преимущественно среди интенсивно мигматизированных пород нижней толщи в виде мелких неправильной формы тел, приуроченных главным образом к осевой части Приморского антиклинория.

Значительно шире распространены мигматиты плагио-микроклинового состава и связанные с гранитами пегматитовые жилы.

Наиболее крупный массив гранитов ( $2 \times 1$  км) расположен на о-ве Пижостров, а более мелкие тела отмечаются на островах Великом, Сидорове, Кишкине, Бол. Медведок и в районе губы Никольской.

Аналогичные мелкие выходы гранитов имеются также в гнейсах средней и верхней толщ — в районе Еки-Вараки, озер Ниж. Пулонгского, Бол. Каменного, Бол. Морозово и других местах.

По структурно-геологическим особенностям все эти тела гранитов являются синкинематическими, имеют неправильные расплывчатые контуры и характеризуются постепенными переходами в мигматиты и гнейсы при совершенно согласном с ними залегании. Иногда в гранитах наблюдаются ксенолиты вмещающих пород.

Н. Г. Судовиковым (1939ф) отмечено наличие гранитов, интрузирующих гнейсы на участке с. Кереть, о. Соностров (частью за

рамкой листа) и описан небольшой шток (20×15 м) красного плагио-микроклинового гранита на берегу губы Сидоровой, имеющий апофизы, секущие вмещающие гнейсы. По составу и внешнему облику апофизы гранита аналогичны аплитовым жилам, повсеместно распространенным в гнейсах изолированно от гранитов, что подтверждает их генетическую связь.

В составе гранитов почти всегда преобладает микроклин, но имеются граниты и с большим содержанием плагиоклаза. Последний иногда имеет красный цвет и плохо отличим макроскопически от микроклина, например, в районе с. Соностров (за рамкой листа), оз. Ниж. Пулонгского. Под микроскопом все граниты характеризуются гранобластовой, реже бластогранитной структурой, с наложенной структурой метасоматического замещения, и состоят (в %): из микроклина (5—40), плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза (30—50), кварца (20—40) и биотита (7—10), с примесью роговой обманки, мусковита и эпидота. Акцессорные минералы — апатит и циркон.

Вопрос о происхождении гранитов является дискуссионным. С одной стороны, форма и условия залегания большинства гранитных тел и их внутреннее строение (теневые текстуры) свидетельствуют в пользу метасоматического образования как продуктов высшей степени мигматизации и гранитизации гнейсов. С другой стороны, широкое развитие генетически связанных с гранитами жильных пород (аплитовых, пегматитовых и кварцево-карбонатных жил, несущих определенный комплекс рассеянных и редких элементов), а также иногда наблюдаемый эруптивный характер контактов массивов и наличие в последних различно ориентированных ксенолитов вмещающих пород говорит в пользу магматического их происхождения.

По относительному возрасту плагио-микроклиновые граниты моложе пород группы друзитов, так как последние в контактах с гранитами метаморфизуются и секутся пегматитовыми, аплитовыми и кварцево-карбонатными жилами. Абсолютный возраст гранитов определен в 1750—1850 млн. лет.

С плагио-микроклиновыми гранитами генетически связаны жильные кислые породы, представленные пегматитами, гранит-аплитами и жилами кварцевого альбито-кварцевого и кварцево-карбонатного состава.

Наиболее важное значение имеют пегматитовые жилы как по распространению, так и по промышленной ценности, так как многие из них являются промышленными месторождениями слюды и керамического сырья.

**Пегматитовые жилы (рА).** На территории листа Q-36-XVI пегматитовые жилы пользуются исключительно широким распространением. В его пределах зарегистрировано около 2000 жил, из которых более 1300 (около 70%) являются слюдоносными (в том числе и комплексными — слюдяно-керамическими) и более 600 жил (около 30%) — керамическими.

Пегматитовые жилы залегают во всех породах, развитых на территории листа, располагаясь большей частью группами или кустами. Кусты жил распределены неравномерно. Наибольшая концентрация пегматитовых жил наблюдается в районе Чупинской губы, озер Верх. Пулонгского, Лоухского и Верх. и Ниж. Вехозеро, где преимущественно распространены породы верхней (лоухской) толщи. Последняя является наиболее насыщенной пегматитовыми жилами.

По составу и характеру слюдоносности все пегматитовые жилы района можно разделить на пять групп: 1) слюдоносные существенно плагиоклазовые жилы; 2) слюдоносные микроклин-плагиоклазовые жилы (с микроклином преимущественно белого и кремового цвета); 3) слюдяно-керамические плагиоклазо-микроклиновые жилы (с преобладанием микроклина розового и красного цвета); 4) неслюдоносные существенно микроклиновые жилы (с микроклином мясо-красного цвета); 5) неслюдоносные существенно плагиоклазовые жилы.

Локализация выделенных групп пегматитовых жил характеризуется определенной закономерностью в зависимости от состава и строения вмещающих пород. В частности, почти все слюдоносные (в том числе промышленные) пегматитовые жилы 1-й и 2-й групп залегают в кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых и богатых плагиоклазом биотитовых гнейсах лоухской толщи или в породах группы друзитов, подстилаемых этими гнейсами. Слюдяно-керамические (комплексные) жилы 3-й группы залегают в биотитовых гнейсах или в зонах переслаивания их с амфиболитами и амфиболовыми гнейсами хетоламбинской толщи и в основных изверженных породах, заключенных в этой толще. Неслюдоносные керамические жилы 4-й группы приурочены к сильно мигматизированному микроклиновому материалом биотитовых гнейсам и гранито-гнейсам керетьской толщи и частью к биотитовым и амфиболовым гнейсам хетоламбинской толщи, а наиболее крупные из них — к основным изверженным породам (друзитам), заключенным в мигматитах. Наконец, неслюдоносные жилы 5-й группы встречаются только среди амфиболитов и амфиболовых гнейсов всех толщ, но главным образом в хетоламбинской толще.

Кусты пегматитовых жил обычно располагаются вдоль осевых частей складок второго порядка, чаще северо-восточного простирания. Наибольшая концентрация пегматитовых жил наблюдается в местах перегибов осей и опрокинутых крыльев складок или на участках интенсивного развития мелкой складчатости.

По условиям залегания пегматитовые жилы являются почти исключительно секущими. Пластовые жилы единичны. Все жилы, за редким исключением, имеют северо-западное (320—350°) и меридиональное простирание с крутым падением (60—90°) на северо-восток или юго-запад.

В пределах кустов жилы располагаются вблизи друг друга, обычно параллельно, кулисообразно или четковидно. По форме это

линзообразные, штокообразные, корытообразные и дайкообразные тела и неправильные жилы. В гнейсах контакты их извилистые. Контактные изменения обычно незначительные. Большой частью в контактах наблюдается мусковитизация и окварцевание гнейсов с образованием двуслюдяных пород, а в зоне эндоконтакта образуется пегматит существенно-плагиоклазового состава. В основных изверженных породах контакты пегматитовых жил более прямолинейные и резкие. Зона экзоконтакта здесь более мощная (до 2—3 м), основные породы амфиболизируются и биотитизируются, а в зоне эндоконтакта отмечается увеличение основности плагиоклаза (до № 27—35).

Длина жил по простиранию варьирует от 20 до 500 м (редко более), мощность колеблется в пределах 1—30 м; чаще жилы имеют размеры 50—200 м по длине и 2—10 м по мощности. Глубина выклинивания жил, по данным бурения, колеблется от 20 до 100 и более метров. При этом в гнейсах жилы чаще постепенно выклиниваются на глубине 100 и более метров, а в основных изверженных породах выполаживаются обычно на небольшой глубине (15—30 м) в связи с тем, что и сами основные породы на этой глубине подстилаются гнейсами.

Пегматитовые жилы встречаются как дифференцированные, так и недифференцированные, наиболее распространены первые. Они имеют зональное (симметричное и асимметричное) или участковое строение. В первом случае наблюдается чередование зон различного состава и структуры, от зальбандов к центру жил. Чаще всего в центре присутствует зона кварца (сплошная или прерывистая), сменяющаяся к периферии микроклиновым, микроклин-плагиоклазовым и плагиоклазовым пегматитом.

В незональных дифференцированных жилах наблюдается чередование участков пегматита различного состава и структуры. Недифференцированные жилы имеют более или менее равномерно-зернистое строение.

Структуры пегматитов также весьма разнообразны: ортогекситовая, аплитовая, графическая, апографическая, пегматоидная, блоковая и структуры замещения, с различной крупностью зерна в каждой из них. Все эти структуры обычно постепенно переходят друг в друга от мелкозернистых в периферических частях к крупнозернистым в центре, очень часто определенной закономерности в чередовании участков различных структур не наблюдается.

Минералогический состав пегматитов не отличается большим разнообразием. Помимо главных минералов, микроклин-пертита, плагиоклаза (№ 7—23), кварца, а также в меньших количествах мусковита и биотита, почти во всех жилах присутствуют: апатит, турмалин-шерл, гранат, урановые и редкоземельные минералы (уранит, гуммит, карбуран, ортит, монацит, ксенотим, циртолит, циркон) и сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит). Другие акцессории встречаются значительно реже. В целом для архейских слюдо-

носных и керамических пегматитов района особенно характерно присутствие урановых и редкоземельных минералов.

Большинство исследователей (Борисов, 1948; Григорьев, 1935, 1950ф; Смирнова и др., 1951ф; Мишарев и др., 1953ф, 1955ф и др.) считают секущие пегматитовые жилы разновозрастными и генетически связанными с позднеархейскими плагио-микроклиновыми гранитами. В подтверждение этого свидетельствует и одинаковый абсолютный возраст тех и других.

Однако существуют и иные точки зрения. Г. Н. Бунтин (1937), А. В. Скропышев (1953), В. А. Шустов (1954ф) и некоторые другие исследователи считают, что пегматиты Чупинско-Лоухского района являются разновозрастными и генетически связаны с различными гранитами (в частности, с раннеархейскими, позднеархейскими и раннепротерозойскими). Как отмечалось, в некоторых местах имеются пегматиты с возрастом 1650 млн. лет.

Таким образом, этот вопрос нельзя считать окончательно решенным. Кроме того, Н. Г. Судовиков (1939) и ряд других исследователей полагают, что источником пегматитов являются мигматиты, а не сами граниты, т. е. рассматривают образование пегматитовых тел как процесс сингенетичный с региональной гранитизацией.

О генезисе пегматитов также нет единого мнения. Одни придерживаются теории А. Е. Ферсмана (1940) о кристаллизации пегматитов из остаточного расплава—раствора гранитной магмы, обогащенного летучими компонентами и редкими элементами. Другие являются сторонниками точки зрения В. Д. Никитина (1950, 1952, 1954, 1957ф), развивающего теорию А. Н. Заварицкого (1944, 1947), которые рассматривают формирование пегматитов как длительный процесс преобразования жильных магматических пород (гранитов, гранит-аплитов) путем перекристаллизации и метасоматоза.

Жилы гранита, аплита и кварца по сравнению с пегматитами имеют незначительное распространение. Чаще это мелкие жилки протяженностью до 50 м и мощностью 0,1—1 м, секущие все породы, в том числе и плагио-микроклиновые граниты. Реже встречаются более значительные дайкообразные или штокообразные тела. Жилы гранита отмечаются, в частности, в районе г. Новоселы, в окрестностях рудника им. Чкалова, оз. Постельного и других местах. Наиболее крупная пластовая жила аплитовидного гранита на участке оз. Постельного протягивается по простиранию на 1,5 км, при мощности в 20 м (Янковская, 1953ф). Жила сложена массивной однородной среднезернистой породой, состоящей из плагиоклаза (40%), кварца (30%) и микроклина (30%). Кроме того, присутствуют редкие зерна граната и единичные чешуйки биотита и мусковита. Аналогичный состав имеют и другие жилы этой группы.

Жилы аплита распространены повсеместно, но особенно отчетливо прослеживаются в основных изверженных породах. Жильный:

аплит представляет равномернозернистую массивную породу светло-розового и розового цвета плаггио-микроклинового и иногда плагиоклазового состава.

Кварцевые и кварцево-альбитовые жилы распространены в разных частях района, но более крупные кусты их отмечены на Кыбавараке, в районе Плоского Бора, Малиновой вараки и на побережье и островах Кандалакшского залива. Они сложены мономинеральным кварцем молочно-белого, реже серого и розового цвета. В жилах, залегающих в лоухской толще, наблюдаются кристаллы кианита и вкрапленность сульфидов. Практического значения они не имеют.

Кварцево-карбонатные жилы широко распространены на островах и по побережью Кандалакшского залива и реже встречаются в других местах. Все они залегают в основных изверженных породах и имеют очень мелкие размеры, выражающиеся в сантиметрах и метрах. На карте эти жилы показаны только на участках высокой их концентрации (на островах Великом, Плоской Луде, Сидорове, Виченной Луде, Медянке, Пижострове и других). Вдали от берега они известны на участках оз. Карманова и оз. Важенка. Эти весьма своеобразные и богато минерализованные гидротермальные жилы привлекали внимание многих исследователей (Гинзбург, 1921; Лабунцов, 1939; Борисов, 1927ф, и др.), но наиболее детально описаны В. И. Лебедевым (1950, 1955).

По данным Лебедева кварцево-карбонатные жилы в основном состоят из плагиоклаза, кварца и карбонатов—анкерита или кальцита. В отдельных жилах в значительном количестве содержатся турмалин, хлорит, биотит, ильменит, сфен, в меньшем количестве эпидот, скаполит, альбит, рутил. Почти во всех жилах встречаются пирит и халькопирит, реже апатит, анатаз, обыкновенная роговая обманка, актинолит, молибденит, борнит, кобальтин. По количеству соотношению главных минералов они образуют непрерывный ряд от жил чисто кварцево-карбонатных до полевошпато-кварцевых, близких к пегматитам. По мнению П. А. Борисова, В. И. Лебедева и др., кварцево-карбонатные жилы являются наиболее поздними образованиями в серии кислых пород и знаменуют собой заключительный гидротермальный этап позднерехейского магматического цикла. Об этом свидетельствуют случаи пересечения пегматитовых жил кварцево-карбонатными жилками (на острове севернее о. Бол. Медведок, в районе мыса Кузокоцкого и других местах). Большое разнообразие по составу кварцево-карбонатных жил В. И. Лебедев объясняет влиянием вмещающих пород. С кварцево-карбонатными жилами связано бедное промышленное медно-сульфидное оруденение и проявление молибденита.

Дайки оливино-авгитовых, диабазовых и щелочных порфиритов (СРз). К этой группе относятся породы типа щелочных базальтов и порфиритов, которые в виде маломощных даек секут все вышеописанные породы архея.

По данным Н. Г. Судовикова (1935ф, 1939ф), П. К. Григорьева (1937ф) и других исследователей эти породы наиболее широко распространены к северу от площади листа Q-36-XVI по побережью Кандалакшского залива. Количество их постепенно убывает к югу, где отдельные жилы наблюдаются вплоть до о-ва Сонострова и южнее. В пределах листа жилы порфиритов отмечаются на мысе Костылевым, северо-восточном берегу о-ва Великого, на островах Борщовец, Кишкин, Виченная Луда и др. Кроме того, порфириты известны в районе рудника Хето-Ламбина, д. Полубоярской. Дайки преимущественно вертикальные, с преобладающим северо-восточным и меридиональным простиранием и с мощностью, обычно не превышающей 1 м.

По составу среди них выделяются: оливино-авгитовые, диабазовые и щелочные порфириты. В северной части листа, на о-ве Великом преобладают типичные щелочные порфириты, а в южной части доминируют породы субщелочного характера, близкие к эффузивам основного и ультраосновного ряда, т. е. отмечается (Судовиков, 1939ф) понижение щелочности и возрастание основности по мере следования с севера на юг.

Оливино-авгитовые и диабазовые порфириты характеризуются порфировой структурой и микролитовой основной массой, сложенной полевыми шпатами, иглами авгита, зернами амфибола, титаномагнетита (с лейкоксеновой каймой), карбоната и реликтами стекла. Вкрапленниками являются в оливино-авгитовых порфиритах — оливин и авгит, гораздо реже амфибол, в диабазовых порфиритах — плагиоклаз.

Щелочные порфириты представлены мончикитами и фурчитами, при значительном преобладании первых. Это темно-зеленые, почти черные породы с тонкокристаллической афанитовой основной массой, состоящей из микролитов авгита, эгирин-авгита, биотита, реже амфибола, анальцима, карбоната, нефелина, апатита и мелких рудных зерен. Вкрапленниками являются в мончикитах — оливин (обычно замещенный серпентином и карбонатом) и авгит, реже только оливин; в фурчитях — авгит. В контактах мончикитов нередко заметны явления щелочного метасоматоза (фенинизация).

По возрасту оливино-авгитовые и щелочные порфириты района относятся к палеозою по аналогии с детально изученными жилами Кандалакшского района и Терского берега Кольского полуострова (Судовиков, 1936, 1939ф; Косой, 1938). Диабазовые порфириты не имеют аналогов среди щелочных порфиритов Кандалакшского района, что побудило Л. А. Косого считать их более древними (верхний протерозой?). Определение абсолютного возраста

некоторых из них (острова Борщовец, Олений и др.) показали цифры 470—480 млн. лет, т. е. нижнепалеозойский, а потому наличие на территории листа протерозойских порфириров сомнительно.

Признаков оруденения жильные щелочные порфириды не обнаруживают.

## ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение территории листа Q-36-XVI является очень сложным и до настоящего времени не может считаться окончательно расшифрованным. Интенсивно проявленные процессы метаморфизма, гранитизации, мигматизации и пластической деформации пород с образованием мелкой, интенсивной и сложной складчатости, а также неравномерная, местами плохая обнаженность района затрудняют изучение структурно-тектонического строения его и допускают различную интерпретацию наблюдений при построении структурных карт и разрезов.

В последние годы наметилось два варианта понимания тектонического строения Западного Беломорья, частью которого является Чупинско-Лоухский слюдоносный район. Одни исследователи (Мишарев и др., 1953ф, 1955ф, 1957) считают, что центральная часть полосы пород беломорской серии образует крупный Енско-Лоухский синклиниорий (I)\* северо-западного простирания, обрамленный с северо-востока и юго-запада соответственно Кандалакшским (Приморским) (III) и Ковдозерско-Керетьским (II) антиклинориями (рисунок). Эти структуры первого порядка почти на всем своем протяжении опрокинуты на юго-запад, что создает впечатление о якобы моноклиальном падении пород на северо-восток. Другие исследователи (Чуйкина и др., 1954ф, 1956ф), учитывая это обстоятельство, рассматривают всю структуру в качестве падающего на северо-восток юго-западного крыла огромного синклиниория высшего порядка, ось которого проходит по середине Кандалакшского залива.

В настоящее время нет бесспорных доказательств той или иной точки зрения, но в данной записке принята первая схема. В пользу последней свидетельствуют специальные структурные исследования Лаборатории геологии докембрия АН СССР (Шуркин, 1956ф), которые подтверждают для ряда участков приуроченность лоухской толщи к ядерным частям нормальных синклиналильных структур. Кроме того, это представление хорошо увязывается с региональными структурно-тектоническими схемами Карелии и Кольского полуострова (Харитонов, 1955, Перевозчикова и Кратц, 1957ф) и находится в соответствии с картой масштаба 1 : 1000 000 листа Q-35, 36 (Перевозчикова, 1958ф).

\* Здесь и далее цифры в скобках означают номера структурных форм, показанных на схеме структурно-тектонического строения.

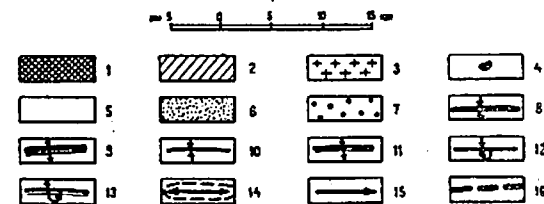
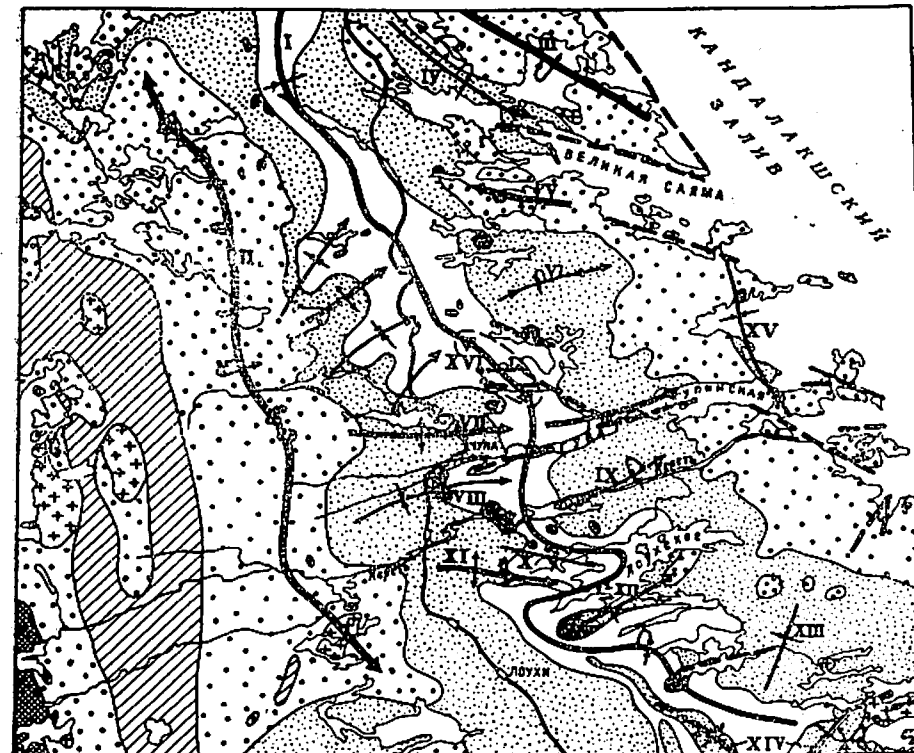


Схема структурно-тектонического строения

1—протерозойские-палеозойские ультраосновные и щелочные породы Ельтеозерского массива; 2—протерозой-тихозерская серия амфиболитов, амфиболовых, биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов и сланцев; 3—граниты нерасчлененные; 4—архейские основные и ультраосновные породы (друзиты); 5—7—архей-беломорская серия гнейсов и амфиболитов; 5—верхняя (лоухская) толща гранато-биотитовых, кианито-гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов; 6—средняя (хетоламбическая) толща амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов; 7—нижняя (керетьская) толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов; 8—ось синклиниория I порядка; 9—ось антиклинория I порядка; 10—ось синклинали II и III порядка; 11—ось антиклинали II и III порядка; 12—опрокинутые синклинали; 13—опрокинутые антиклинали; 14—брахиантиклиналь; 15—направление погружения оси складки; 16—предполагаемые разломы.

Главные структурные формы:

I—Енско-Лоухский синклиниорий; II—Ковдозерско-Керетьский антиклинорий; III—Кандалакшский (Приморский) антиклинорий; IV—Ругозерская синклинали; V—Нижне-Нильмозерская антиклиналь; VI—Верхне-Нильмозерская синклинали; VII—Чупинско-Котозерская антиклиналь; VIII—Варацкая синклинали; IX—Керетьская синклинали; X—Запарногубская синклинали; XI—Лоушко-Дорожная антиклиналь; XII—Лыково-Келейная синклинали; XIII—Каменнореченская синклинали; XIV—Кумиламбинская антиклиналь; XV—Кивгубская синклинали; XVI—Хитогорская брахиантиклиналь

Территория листа Q-36-XVI только в южной части охватывает более или менее полностью указанную сложную структуру беломорского комплекса, которая, протягиваясь в северо-западном направлении, уходит за рамку листа. Большая часть последнего относится к северо-восточному крылу Енско-Лоухского синклинория. В его ядре обнажаются гнейсы верхней (лоухской) толщи, на крыльях — породы средней (хетоламбинской) и на северо-востоке — нижней (керетьской) толщ.

Ось синклинория испытывает ундуляцию, что отчетливо фиксируется по выклиниванию верхней толщи в районе оз. Юозеро, а также по замыканию средней и нижней толщ в связи с воздыманием всей структуры за южной рамкой листа — южнее оз. Энгозеро. Воздымание оси структуры наблюдается также и к северо-западу от северо-западной границы листа, в районе оз. Нигрозера и губы Ругозерской, где ширина выходов пород верхней и средней толщ резко уменьшается и на поверхность выходят породы нижней толщи. Таким образом, территория листа Q-36-XVI, характеризующаяся широким развитием верхней толщи, является областью погружения всей структуры.

Общее строение Енско-Лоухского синклинория, сопряженного с ним и расположенного восточнее Кандалакшского антиклинория, большей частью дисгармоничное, выражающееся в различии структурного рисунка на противоположных крыльях синклинория, осложненных более мелкими складками II и III порядка и в изменчивости направления простирания и угла наклона осевой плоскости. Ось синклинория ундулирует как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях, изменяя свое простирание от северо-восточного, близкого к широтному, до северо-западного и меридионального (см. рисунок). Угол наклона осевой плоскости изменяется от 40° к северо-востоку в южной части листа до слабо наклонного в том же направлении в самой северной части и далее к северу (за рамкой листа).

Осевая плоскость Кандалакшского антиклинория также опрокинута к юго-западу. Осевая линия его, по-видимому, проходит в северо-западном направлении — на о-ве Великом, где наиболее широко развита нижняя толща. На побережье и прилегающих островах Кандалакшского залива, т. е. в ядерной части антиклинория, наблюдается наиболее интенсивная мигматизация пород и встречаются мелкие выходы плагио-микроклиновых гранитов, а также широко развиты, генетически связанные с гранитами и мигматитами, жильные породы (аплиты, пегматиты и кварцево-карбонатные жилы).

Характерной особенностью тектонического строения района является наличие наряду с главной структурой северо-западного направления отчетливо выраженной поперечной к ней дисгармоничной складчатости северо-восточного простирания. На территории листа Q-36-XVI вполне определенно устанавливаются сложные по строению складки II порядка северо-восточного и близкого

к широтному простирания. Вследствие этого границы между толщами имеют сложную конфигурацию с расширениями и сужениями, с резким изменением простирания от северо-восточного до северо-западного и меридионального. Эти складки особенно хорошо выражены в пределах верхней и средней толщ и хуже в нижней толще, где преобладает продольная складчатость северо-западного простирания. Последняя в центральных частях района затушевана более развитой северо-восточной складчатостью. Эти складки II порядка имеют различные размеры (от километров до десятков километров), располагаясь на разных крыльях главного синклинория, и погружаются большей частью на северо-восток, реже на северо-запад. Характерной особенностью этих складок является часто асимметричное строение в поперечном разрезе, обычно с опрокидыванием осевых плоскостей на юго-восток. Наряду с поперечно расположенными к главной структуре складками наблюдаются складки ориентированные косо или даже параллельно ей продольные складки II порядка.

В качестве главных и наиболее четко выраженных структур описываемого типа на территории листа Q-36-XVI выделяются с севера на юг (см. рис.) следующие антиклинали: Нижне-Нильмозерская (V), Чупинско-Котозерская (VII), Лоушско-Дорожная (XI), дугообразно изогнутая Кумбиламбинская (XIV) и продольная Хитогорская брахиантиклиналь (XVI); синклинали: продольные — Ругозерская (IV), Кивгубская (XV) и поперечные — Верхне-Нильмозерская (VI), Варацкая (VIII), Керетьская (IX), Запарногубская (X), Лыково-Келейная (XII), Каменнореченская (XIII).

В целях более отчетливой характеристики строения складок II порядка, усложняющих синклинорий, кратко остановимся на двух примерах.

Наиболее детально изученной является Лоушско-Дорожная антиклиналь (XI), отмечаемая многими исследователями (Григорьев, 1950ф, Скропышев, 1950ф, Смирнова и др., 1951ф и др.). Она расположена на слюдоносном участке Лоушки и протягивается от оз. Ниж. Дорожного на западе до о-ва Лоухского на востоке, длиной 10 км, при ширине 1,0—1,5 км. Ядро складки сложено амфиболитами, амфиболовыми и биотитовым гнейсами хетоламбинской толщи, а крылья — породами лоухской толщи. Шарнир складки имеет субширотное простирание и полого погружается на восток. Антиклиналь усложнена более мелкой складчатостью, причем характерно чередование участков со спокойным пологим залеганием пород и участков с очень интенсивной мелкой складчатостью, что указывает на дисгармоничное строение складки. Многими исследователями отмечается также Хитогорская брахиантиклиналь (XVI), расположенная в ядерной части Чупинско-Лоухского синклинория. Она имеет куполовидную форму с падением пород от ядра к периферии под различными углами, в общем довольно пологими (20—30°) и сложена только породами верхней толщи.



Складки II порядка осложнены многочисленными, часто изоклинальными мелкими складками III порядка. Более мелкие складки размерами от сотен до нескольких метров и даже сантиметров сильно усложняют складки II и III порядков. Особенно интенсивно мелкая складчатость развита на участках месторождений Малиновая Варака, Хето-Ламбина, Лоушки, Полубояры и других, сложенных породами верхней толщи. Простираание их осей в основном соответствует простираанию более крупных складок и имеет главным образом два направления: северо-восточное и северо-западное.

Для пород средней толщи, помимо мелкой складчатости, которая здесь более спокойная, характерны дробление, разлинзование и будинаж более жестких пластов и отдельных тел основных пород, а в нижней толще наиболее широко развиты крупные продольные складки и структуры пластического течения. Мелкие складки, подобно описанным выше, также обычно имеют дисгармоничный характер, на отдельных участках иногда изоклинальны. Характерно развитие таких генетических типов мелких складок волочения, которые указывают на широкое проявление дифференциальных движений в гнейсах, в частности складок скольжения и течения. Почти повсеместно эта складчатость сопровождается разрывами пластов и образованием дизъюнктивных нарушений типа сколов и трещин растяжения.

Процессы разлинзования и растаскивания ранее крупных интрузий друзитов, по мнению Н. Г. Судовикова (1939), обуславливают наличие цепочек небольших разрозненных тел основных пород, например, на участке месторождения Малиновая Варака.

Повсеместное развитие многообразных малых структурных форм создает очень сложную картину в залегании пород. Однако два главных преобладающих направления простираания пород — северо-западное и северо-восточное фиксируются отчетливо. Эти два направления складчатых структур позволяют предполагать о проявлении в архее двух фаз (или циклов) складчатости — нижнеархейской (саамской) и верхнеархейской (свекофенской), что соответствует и наличию в архее двух разновозрастных групп магматических пород (раннеархейской и позднеархейской).

Тектонические движения первой фазы (цикла) складчатости, сопровождавшиеся внедрением интрузий основной и кислой магмы, создали складчатые сооружения главной структуры I порядка северо-западного простираания, соответствующее простираанию седиментогенных толщ беломорской серии. Последние, по-видимому, в этот же период складчатости испытали региональный метаморфизм. Эти движения, вызванные, по-видимому, односторонним давлением, были, вероятно, направлены с северо-востока, так как вся структура при северо-западном простираании опрокинута на юго-запад.

Вторая (верхнеархейская) фаза (цикл) складчатости сопровождалась внедрением второй группы основных и кислых интрузий, а

также региональной мигматизацией, гранитизацией, анатексисом и калиевым метасоматозом. Породы беломорской серии приобрели пластичность и были смяты в сложную систему складок северо-восточного простираания, наложившихся и усложнивших ранее сформированные северо-западные структуры. Вероятно, тектонические движения этой фазы были вызваны высоким односторонним давлением, направленным с северо-запада на юго-восток. Об этом можно судить по северо-восточному простираанию и преимущественному опрокидыванию осей складок на юго-восток. Возможно, что тангенциальное напряжение было вызвано сильным сжатием в связи с ундуляцией оси главного синклинория в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Таким образом, высказанное представление о характере, фазах и возрасте тектонических движений (Мишарев и др., 1953ф, 1955ф) предполагает формирование структуры района в два тектоно-магматических цикла (фазы) при одном цикле седиментации. Эта точка зрения впервые была высказана П. К. Григорьевым (1937ф), затем развита и четко сформулирована Н. Г. Судовиковым (1939) с тем отличием, что последний считал северо-восточное простираание складчатости более древним по отношению к структурам северо-западного простираания, характерным для участков сильно мигматизированных во вторую эпоху гранитизации. Это справедливо, но, как хорошо видно на карте, лишь для отдельных участков нижней толщи, так как в вышележащих средней и верхней толщах простираание интенсивно мигматизированных пород имеет различное направление.

Ориентировка всей структуры беломорской серии в северо-западном направлении, выдержанная на всем протяжении, свидетельствует о том, что это направление является более древним и не может рассматриваться как наложенное. К этому выводу в настоящее время пришло большинство исследователей Беломорья. Но наряду с тем в последние годы ряд исследователей (Шуркин, 1952ф, 1956ф; Чуйкина и др., 1954ф, 1956ф) отрицают наличие двух тектоно-магматических циклов, считая, что складчатые структуры различных направлений и величины образованы в один цикл складчатости. К. А. Шуркин (1956ф) высказал мнение о зависимости характера и направления складчатых структур от различия механических свойств разнородных по составу толщ беломорской серии, по-разному реагировавших на тектонические движения.

В высокоомобильных сильно мигматизированных породах возникли пологоволнистые или куполообразные структуры и проявилась тенденция к общему диапироподобному перемещению масс в ядерные части поперечных дисгармоничных складок, в которые были смяты менее пластичные породы вышележащих средней и особенно верхней толщ. Субперпендикулярная ориентировка этих опрокинутых к югу складок по отношению к главной оси структуры объясняется тангенциальным перемещением более подвижных нижележащих масс пород к северо-западу, т. е. в направлении оси главной структуры.

Сказанное свидетельствует о том, что вопрос о количестве фаз и последовательности тектонической и магматической деятельности в беломорском архее при современном уровне знаний остается остродискуссионным и нуждается в дальнейшей разработке.

Дизъюнктивные нарушения — крупные разломы и разрывы, показанные на карте как предполагаемые, непосредственно не устанавливаются и проведены в основном по характеру конфигурации морского побережья и депрессий некоторых озер.

Древние тектонические движения, создавшие основные структурные черты беломорского комплекса, судя по характеру дислокаций, происходили при значительном размягчении пород, когда вряд ли могло иметь место широкое развитие крупных дизъюнктивных структур. В настоящее время о древних тектонических нарушениях можно судить только предположительно, в частности по наличию линейно вытянутых, секущих слоистость зон мигматизации, агматитов, несогласию в залегании различно метаморфизованных пород и по линейному распределению гранитных масс, основных ультраосновных интрузий.

Древние архейские зоны разломов различного, но преимущественно северо-восточного простирания отмечаются в районе Чупинской губы, к западу от оз. Лоухского, в районе озер Верх. и Ниж. Пулонгского, месторождения Хето-Ламбина и оз. Верх. Вехозеро. Чупинская зона разлома прослеживается на протяжении более 25—30 км, при ширине 3—4 км, от оз. Ниж. Котозеро (за рамкой листа) на восток между оз. Верх. Пулонгским и Чупинской губой и далее вдоль южного побережья последней.

Западнее оз. Лоухского ряд разломов в основном широтного простирания отмечены П. С. Чахурским (Скропышев, 1950ф), а в районе оз. Верх. Вехозеро В. С. Богдановой (Смирнова и др., 1951ф), В. И. Едовиним и др. (1951ф).

Полонгские разломы состоят из двух ветвей — северной и южной. Северная зона прослеживается в пределах Лопатовой губы и оз. Щучьего. Южная зона проходит вдоль оз. Ниж. Пулонгского.

Более поздние дизъюнктивные нарушения, вероятно, протерозойского и палеозойского возраста отмечаются дайками диабазовых и щелочных порфиритов, зонами катаклазитов, а также мелкими сбросами и сдвигами с амплитудами в единицы и реже десятки метров. Такие нарушения зафиксированы на многих участках. Так, например, мелкие сбросы со следами скольжения отмечаются А. И. Захарченко (Мишарев и др., 1953ф) в районе оз. Лоухского на участках Шарозеро, Слюдозеро и Б. Елового Наволока, мелкие сдвиги пегматитовых жил наблюдались в районе Кенозера, на участке месторождения Плотина.

Молодые дизъюнктивные нарушения местами отчетливо фиксируются трещинами с зеркалами скольжения и мелкими перемещениями пород, а морфологически проявляются обрывами и уступами рельефа. Так, мелкие тектонические разломы отмечены К. А. Шуркиным (1956ф) в районах губ Никольской и Ругозерской и многи-

ми исследователями описаны в районе Хитогубы, где наблюдается обрыв высотой 165 м. Эти дизъюнктивные нарушения имеют северо-восточное, широтное и северо-западное направления. Не исключено, что некоторые молодые разломы унаследовали свое направление от более древних. Им следуют во многих участках реки, озера, береговая линия моря (Кандалакшского залива, Великой Салмы, Чупинской губы и др.).

В последующие эпохи, вплоть до современного отдела четвертичной системы, территория листа подверглась, по-видимому, интенсивной денудации. Окончательной низелировке местности способствовала аккумулятивная и экзарационная деятельность ледника. По наличию четвертичных послеледниковых морских отложений на больших высотах над современным уровнем моря можно судить о значительном эпейрогеническом поднятии региона.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основные черты рельефа обусловлены главным образом тектоникой и денудацией, протекавшей в течение длительного времени, а также действием ледника. Созданные этими процессами денудационно-тектонические формы рельефа на архейских кристаллических породах в эпоху четвертичного оледенения были отпрепарированы от рыхлых континентальных образований и приобрели мягкие сглаженные очертания, типичные для района ледникового сноса. В моделировке рельефа принимали участие не только процессы экзарации, но и аккумулятивной деятельности ледниковых масс последнего оледенения, а также ледниковых озер и потоков и, наконец, морских бассейнов, преимущественно послеледникового времени.

В связи с новейшими тектоническими движениями и поднятием территории выше уровня моря, которое продолжается и в настоящее время, морская и речная эрозии преобладают над аккумуляцией, в то время как в понижениях рельефа характерна озерная аккумуляция. Важное значение в низелировке рельефа имеют процессы заболачивания.

Геоморфологически район представляет собой холмистую равнину, образованную на сильно дислоцированных и пенепленизированных породах архея. Он характеризуется чередованием небольших возвышенностей (абсолютной высотой до 100—172 м), сложенных преимущественно кристаллическими породами архея, с заболоченными понижениями и депрессиями северо-восточного или широтного простирания. К наиболее значительным депрессиям приурочены крупные озера, долины рек и заливы моря.

Характерной особенностью рельефа является большей частью соответствие направления возвышенностей и понижений с простиранием складчатых структур II и III порядков архейских пород.

Более крупные древние структуры северо-западного простирания почти не находят отражения в геоморфологических особенностях района, если не считать общего северо-западного протяжения морского побережья. Совпадение ориентировки форм современного рельефа с широтным и северо-восточным простиранием архейских пород обусловлено, по-видимому, движением ледниковых масс с запада на восток в сторону Белого моря.

Следует отметить, что в ряде случаев наибольшие возвышенности (г. Вичеварак — 172 м, г. Половара — 116 м) сложены породами верхней толщи беломорской серии и расположены на месте архейских синклиналильных структур. Это свидетельствует о наличии обращенного рельефа в данном районе (Мишарев и др., 1954ф, 1955ф). Большинство интрузий ультраосновных и основных пород, а также залежей амфиболитов представляют собой нередко положительные формы рельефа, что обусловлено высокой устойчивостью их к процессам ледниковой и послеледниковой денудации.

Ориентировка многих крупных депрессий района, к которым приурочены, например, Чупинская губа, приливы—Великая Салма, Глубокая, Прямая, озера Верх. Пулонгское, Лоухское и другие, не совпадающая в ряде случаев с простиранием гнейсов, связана, по-видимому, с молодыми дизъюнктивными нарушениями типа расколов и грабенообразных опусканий. Предположение о тектоническом происхождении их основывается главным образом на прямолинейности очертаний берегов, общей однообразной вытянутости в северо-восточном и северо-западном направлении, на значительной глубине некоторых озер, местами с обрывистыми скалистыми и ступенчатыми берегами, изрезанными узкими глубокими губами. Для установления возраста этих нарушений достаточно достоверных данных не имеется.

Наличие молодых разломов, очевидно, третичного времени отчетливо устанавливается по небольшому смещению пород, с амплитудой до нескольких сотен метров, лишь в некоторых местах (губа Ругозерская, озера Верх. и Ниж. Пулонгское, между островами Сидоров и Кишкин, в Никольской губе).

Не исключено также, что некоторые крупные депрессии, занятые морскими заливами и большими озерами, например, главная депрессия района — Кандалакшский залив, предопределены еще древними разломами, возможно, постпротерозойского времени, в которых впоследствии в палеозое и вплоть до четвертичного времени, как в наиболее ослабленных зонах, происходили более молодые дизъюнктивные нарушения.

Во время четвертичного оледенения в результате механического воздействия материковых льдов тектонические формы рельефа были существенно изменены; пониженные участки приобрели характер широких ложбин; возвышенности сглажены и на отполированной поверхности их образованы микроформы ледникового рельефа: шрамы, «бараньи лбы», «курчавые скалы».

В связи с аккумулятивной деятельностью ледника образовался моренный покров неодинаковой мощности, значительно снивелировавший пониженные участки рельефа.

В позднеледниковое время благодаря водно-ледниковой аккумуляции образовались озовые гряды и камовые холмы (район оз. Ниж. Нильмозеро, северный берег оз. Лоухского), местами холмисто-грядовой рельеф (район д. Нильмозеро). Озы обычно вытянуты в северо-восточном или почти широтном направлении, совпадающем с основным направлением современной гидрографической сети. С озерно-ледниковой аккумуляцией, кроме того, связано образование равнинных участков в пределах плоских понижений, в особенности в районе озер Юлозеро и Бол. Воронское.

После отступления ледника в связи с деятельностью морских вод, покрывавших территорию в поздне- и послеледниковое время, ранее созданные ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа в той или иной мере были размыты или полностью уничтожены. В частности, маломощный покров морены на возвышенностях главным образом в прибрежной полосе был смыт. Местами морена переотложена и всюду с поверхности несет следы размыва. Озы и камы также, по-видимому, частью уничтожены. Те из них, которые сохранились, имеют следы размыва.

Вследствие общего поднятия Балтийского щита в послеледниковое время в пределах района преобладала абразионная деятельность морских вод над аккумуляцией. Благодаря аккумулятивной работе моря местами произошло выравнивание поверхности. Так, в прибрежной полосе Кандалакшского залива, вдоль Великой Салмы, Чупинской губы образовались аккумулятивные морские равнины, которые частью сильно заболочены. Довольно обширные заболоченные пространства расположены на северном берегу Чупинской губы, в районе ст. Лоухи и др. Местами на морском побережье имеются террасы, которые обычно не прослеживаются на большие расстояния и отчетливо выражены лишь локально. Так, в разных участках вдоль Чупинской губы (пос. Чупа, рудник им. Чкалова, д. Нижняя Пулонга) отмечается С. В. Эпштейном (1934), В. Г. Смолиным (1950ф) и др. четыре террасы на абсолютных отметках примерно 5—7, 10—15, 20—30, 30—47 м.

Для послеледникового времени характерно сокращение озер и развитие болот. Небольшие болота, приуроченные к понижениям, встречаются на всей территории.

Работа рек, отличающихся молодостью и невыработанностью долин, проявляется главным образом в глубинной эрозии. Лишь местами происходит аккумуляция аллювия, слагающего на наиболее крупных реках (Кереть, Лоукса) пойменные террасы.

Морозное выветривание, приводящее к разрушению кристаллических пород, выходящих на дневную поверхность, и скоплению глыб у подножия ряда возвышенностей, наиболее интенсивно проявляется в сильно трещиноватых породах.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические условия изучены наиболее детально для участков месторождений слюды и керамического сырья (Горелик, 1947ф, 1951ф; Смолин, 1948ф, 1950ф и др.) и значительно слабее на остальной территории.

Подземные воды содержатся в четвертичных отложениях и в трещинах кристаллических пород. Эти воды гидравлически связаны между собой и образуют отдельные обводненные участки, которые вследствие отсутствия выдержанного водоупора расположены на разных высотных отметках.

Глубина залегания уровней подземных вод различна и составляет 1—6 м на склонах и вершинах возвышенностей и 0—1 м в понижениях. Мощность обводненной зоны очень непостоянна.

Поверхностный и подземный сток вод происходит в общем на восток и северо-восток — к Белому морю, отклоняясь на отдельных участках в разные стороны по направлению к рекам и озерам. Следует отметить, что в общем подземный сток весьма ограничен.

Основным источником питания вод являются атмосферные осадки, водосборные площади которых в большинстве случаев совпадают с границами водоносных участков. Режим вод подвержен сезонным колебаниям. Средняя годовая амплитуда колебания уровня вод составляет 1—1,5 м, уменьшаясь в понижениях до 0,5 м и увеличиваясь на возвышенностях до 3—5 м. В летнее время на отдельных участках подземные воды отсутствуют.

Общие гидрогеологические условия неблагоприятны для образования мощных водоносных горизонтов с большой водообильностью. Поэтому основная масса вод скапливается в поверхностных водоемах.

По физико-химическим свойствам грунтовые воды четвертичных отложений мало отличаются от трещинных вод кристаллических пород. Воды пресные, прозрачные, мягкие, слабо минерализованные и относятся к гидрокарбонатно-кальциево-магниевого типу вод.

Водоносность кристаллических пород и различных генетических типов четвертичных отложений неодинакова.

Воды кристаллических пород. Кристаллические породы в поверхностной зоне неравномерно трещиноваты до глубины 5—40 м, редко больше. В этих слабо трещиноватых породах воды приурочены главным образом к зонам повышенной трещиноватости тектонического происхождения и не образуют единого водоносного горизонта. Глубина залегания подошвы трещинных вод зависит от глубины распространения трещин. Практически кристаллические породы являются водоупором для грунтовых вод четвертичных отложений. Водопроницаемость самих кристаллических пород, связанная с их капиллярной трещиноватостью, крайне слабая. Наиболее водообильными, обладающими сравнительно постоянным

режимом, являются воды, циркулирующие по крупным трещинам, связанным с поверхностными водоемами (например, на участках месторождения Кривое озеро, жилы Магнитной рудника им. Чкалова и др.).

Источником питания трещинных вод являются атмосферные осадки и частично поверхностные и грунтовые воды. Выходы трещинных вод наблюдаются довольно часто в виде подтоков на склонах возвышенностей и значительно реже в виде капеза и мелких струй на стенках карьеров. С глубиной в связи с затуханием трещиноватости водопроницаемость кристаллических пород уменьшается, что подтверждается данными опытных наливов в скважины, проводившихся на месторождениях Лопатова Губа, Малиновая Варака, Хело-Ламбина, им. Чкалова, Плотина.

По этим наблюдениям наибольшее водопоглощение отмечается до глубины 10—15 м и достигает 2,5—5 м<sup>3</sup>/сутки при 1 м напора. На последующих интервалах водопоглощение почти отсутствует. Коэффициенты фильтрации составляют 0,008—0,00006 м/сутки и только на участках с относительно сильной трещиноватостью 0,1—0,5 и редко 3 м/сутки.

Воды основной морены. Грунтовые воды в морене распространены лишь на отдельных участках, приуроченных к депрессиям рельефа кристаллических пород, и сосредоточены в разнородных валунных песках и супесях. Водоупором служат кристаллические породы и валунные суглинки. Статические запасы вод сравнительно невелики. В сухое летнее время местами такие участки безводны или почти безводны. Мощность водонасыщенных пород колеблется от 0,2 до 3 м. В связи с различным гранулометрическим составом морены фильтрационные свойства ее резко различные. По данным кратковременных откачек из горных выработок коэффициенты фильтрации варьируют от 1—1,5 (месторождение Малиновая Варака, Лопатова Губа) до 23—31 м/сутки (месторождение Хето-Лабина). При разработке некоторых месторождений открытым способом воды песчаной морены, дренируясь карьерами, являются постоянным источником обводнения (например, пегматитовые жилы № 43, 44, 45 месторождения Новое Хето-Ламбина). Максимальное обводнение карьеров с учетом атмосферных осадков и трещинных вод составляет 13—20 м<sup>3</sup>/час (Энглунд, 1955ф).

Воды флювиогляциальных отложений содержатся в мощных песчаных и песчано-галечниковых образованиях. Фильтрационные свойства их сравнительно высокие. Коэффициент фильтрации составляет 20—35 м/сутки. Эти воды на отдельных участках образуют один общий водоносный горизонт с водами морены и торфяников. Вследствие незначительного площадного распространения этих отложений воды как источник водоснабжения значения иметь не могут.

Воды озерно-ледниковых отложений обладают более или менее постоянным режимом и менее подвержены сезон-

ным колебаниям. Питание их происходит как за счет атмосферных осадков, так и инфильтрации вод из прилегающих болот и частично озер. Поэтому статические запасы их более стабильные, чем у вод основной морены. Местами в пониженных участках рельефа (Горелик, 1951ф), грунтовые воды в песках, залегающих ниже маломощных (0,4 м) суглинков или глин, обладают слабым гидростатическим напором в 1—3 м.

Воды озерно-ледниковых отложений могут служить источником водоснабжения.

Воды морских поздне- и послеледниковых отложений. В морских отложениях, развитых по берегам Чупинской губы, на о-ве Оленьем, отмечается несколько разобренных водоносных горизонтов, приуроченных к морским террасам. Водосодержащими породами являются средне-, мелко- и тонкозернистые пески с непостоянным содержанием валунов, гальки и пылевато-глинистых частиц. Поэтому фильтрационные свойства их различные. Глубина залегания уровней вод колеблется от 0,2 до 8,5 м. На о-ве Оленьем в пределах 1-й террасы грунтовые воды во многих местах выходят на поверхность, образуя заболоченные участки. Воды морских отложений пресные, слабо минерализованные.

Воды озерных отложений. Грунтовые воды приурочены к мелкозернистым пескам и супесям. Водоносные пески в большинстве случаев представляют пльвуны. Коэффициент фильтрации равняется 0,5—2,0 м/сутки.

Воды торфяно-болотных отложений пользуются в районе довольно широким распространением. Площади их почти полностью совпадают с контурами болот. Режим и характер грунтовых вод неодинаков в болотах различного типа. Верховые болота, расположенные на разных гипсометрических уровнях, характеризуются сезонной водонасыщенностью. Летом они в большинстве своем пересыхают, весной и осенью воды стоят у поверхности.

Низинные болота, приуроченные к депрессиям рельефа, отличаются более сильной обводненностью, сравнительно высокой водопроницаемостью и имеют большие статические запасы. Режим их частично связан с режимом поверхностных вод озер и ламбин. Коэффициенты фильтрации торфяников изменяются в пределах 2—13,3 м/сутки. Дебиты составляют 0,4—1,6 м<sup>3</sup>/сутки при понижении до 0,5 м. Воды торфяно-болотных отложений залегают неглубоко от поверхности (0—0,3 м). Они обычно образуют с водами нижележащих озерных и озерно-ледниковых отложений один водоносный горизонт. Из-за большого содержания в водах торфяников органических примесей и солей железа они непригодны для питьевого водоснабжения.

В настоящее время основным источником бытового и технического водоснабжения являются поверхностные воды озер, рек и ручьев. Поверхностные воды Чупинской губы и других морских

заливов обладают повышенной минерализацией, горько-соленым вкусом и практического применения не находят.

При разработке месторождений полезных ископаемых открытым способом обводнение их происходит в основном за счет поверхностного стока атмосферных осадков и в значительно меньшей мере в связи с притоком подземных вод. В наиболее неблагоприятных гидрогеологических условиях разработки находятся месторождения, расположенные ниже местного базиса стока поверхностных вод, т. е. вблизи озер, заливов (например, месторождения Кривое озеро, Черная Салма). Большинство же месторождений имеют сравнительно благоприятные гидрогеологические условия.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

- Борисов П. А. Керамические пегматиты КФССР. Карело-Финский филиал АН СССР, 1948.
- Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Учен. зап. ЛГУ, 49, сер. геол.-почв. геогр., вып. 9, 1940.
- Герлинг Э. К. Аргоновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов. Изд. АН СССР, Геохимия, № 5, 1956.
- Григорьев П. К. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1935.
- Косой Л. А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии. Учен. зап. ЛГУ, № 10, сер. геол.-почв. геогр., вып. 3, т. II, 1936.
- Косой Л. А. Геолого-петрографический очерк Керетского района Северной Карелии. Учен. зап. ЛГУ, № 26, 1938.
- Кратц К. О., Нумерова В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР. Госгеолтехиздат, 1957.
- Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Под ред. А. Е. Ферсмана и Д. С. Белянкина. Пегматиты СССР, т. II. Изд. АН СССР, 1939.
- Лебедев В. И. К минералогии кварцево-карбонатных жил Северной Карелии. Изв. Карело-Финского филиала АН СССР. Петрозаводск, 1950.
- Лебедев В. И. О происхождении карбонатно-антофилито-актинолитовых пород мыса Карташ Северной Карелии. Учен. зап. ЛГУ, № 188, 1955.
- Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодкая Р. И. Геологическое строение и пегматитовосность Беломорского комплекса (серии) архея. Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР. Госгеолтехиздат, 1957.
- Никитин В. Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии. Зап. Всесоюз. Мин. об-ва, сер. 2, ч. 79, вып. 4. Изд. АН СССР, 1950.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., 1937, т. II, 1939.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (Гранитизация пород Беломорья). Тр. Лен. геол. упр., вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследований в Карелии). Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, под ред. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, сер. I, региональная петрография, вып. 5. Изд. АН СССР, 1935.
- Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горный журнал, тт. I, II, III, 1904.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I, изд. АН СССР, 1940.

Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. Третьей сессии комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. Изд. АН СССР, 1955.

Шуркин К. А. Новые данные по геологии друзитов архея Западного Беломорья. Докл. АН СССР, т. 105, № 2, 1955.

Эпштейн С. В. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Тр. геологоразведочн. треста, вып. 7, Ленинград—Москва—Новосибирск, 1934.

### Фондовая

Апухтин Н. И. Карта отложений четвертичной системы Мурманской области и Северной Карелии масштаба 1:500 000. Геоморфологическая карта масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка. СЗГУ, 1957.

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

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

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

Никитин В. Д. Процессы и условия формирования месторождений керамических, слюдоносных и редкометалльных пегматитов и их поисковые признаки. (Диссерт. на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук). ЛГИ, 1957.

Перевозчикова В. А., Волотовская Н. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист Q-35,36 (Кировск). Объяснительная записка. СЗГУ, 1958.

Скоропышев А. В. Закономерности площадного распространения слюдоносных пегматитовых тел и направление поисковых работ в Северной Карелии (отчет по теме № 141) ЛГИ, СЗГУ, 1950.

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 КФССР за 1950 г. СЗГУ, 1951.

Судовиков Н. Г. Отчет о работах Северо-Беломорской геологосъемочной партии № 18. СЗГУ, 1939.

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

Судовиков Н. Г. Геология и петрология архея Западного Беломорья. (Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук). ЛГУ, СЗГУ, 1947.

Чуйкина Е. П., Поляк Э. А., Куликов Б. Ф., Холодок Н. И., Голочалов Н. П. Промежуточный отчет о работах по составлению 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., Старикова В. И. Отчет Южной геологопоисковой партии за 1955 г. Чупино-Лоухский

слюдоносный район (район озер Кереть—Нижнее Кумозеро, Вокшозеро). СЗГУ, 1956.

Шуркин К. А. Отчет о результатах работ по теме: «Геология и минералогия слюдяных пегматитов Северной Карелии» за 1951 г. Часть I. Структурно-геологические исследования участка о-ва Великий — оз. Ниж. Нильмозеро. СЗГУ, 1952.

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.