

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 26. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 9)

Н. Н. СОУСТОВ

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ
ИМАНДРА—ВАРЗУГА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Н. И. СОУСТОВ

**ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ
ИМАНДРА—ВАРЗУГА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ****ПРЕДИСЛОВИЕ**

Предлагаемая работа составлена по материалам исследований, проводившихся автором по поручению Петрографического института Академии Наук СССР в течение летних месяцев 1933, 1934 и 1936 гг. в районе развития зеленокаменной свиты Имандра — Варзуга на Кольском п-ове.

Исследования имели своей главной задачей изучение геолого-петрографического строения в районах, тяготеющих с юга и юго-востока к Хибинским тундрам. Необходимость проведения таких работ диктовалась тем, что необычайно возросшее за короткое время промышленное значение хибинских апатитов повлекло за собой вовлечение в промышленное использование все новых и новых видов местных полезных ископаемых. Между тем, несмотря на этот рост, общие геологические сведения о территориях, окружающих непосредственно Хибинские тундры с юга, юго-запада и юго-востока, к началу 1933 г. были весьма скудны и мало пополнились со времени наблюдений В. Рамзая (Ramsay, 1890) и Н. Г. Кассина (1923). Таким образом, создававшееся положение настоятельно требовало расширения сферы геологических работ, с вынесением их за узкие пределы уже изученной площади вокруг Хибин и, в частности, направления этих работ на восток.

Геолого-петрографический отряд, сформированный в 1933 г., для выполнения вышеуказанной задачи вошел в состав большой комплексной экспедиции Академии Наук, работавшей в течение многих лет на Кольском п-ове под руководством акад. А. Е. Ферсмана. Автор настоящей статьи имел уже случай сделать несколько предварительных сообщений о результатах своих исследований. Данная работа, включающая неопубликованные материалы по исследованиям 1934 и 1936 гг., основана на значительно большем фактическом материале и может служить сводкой по всему изученному автором району.

Полевыми наблюдениями за все вышеуказанные годы охвачена сравнительно узкая полоса, изображенная на прилагаемой при этом карте (фиг. 1). Средняя ширина этой полосы 21 км. Западной границей ее является оз. Имандра у Иокостровского пролива, восточной — меридиан Полисарских гор. Расстояние между этими крайними точками равно 105 км. Следовательно, изученная площадь равна примерно 2200 км².

Породы, развитые в пределах этой полосы, представлены, главным образом, членами зеленокаменной свиты Имандра — Варзуга (протерозой), и только по южной границе наблюдениями захвачена небольшая площадь, сложенная более древними породами докембрия — археем (граниты, гнейсы, амфиболиты и т. д.).

В виду отсутствия для данного района точных топографических карт крупного масштаба, полевая работа велась без топографической основы,

с составлением собственными силами глазомерной карты в масштабе 1 : 100 000. Высоты при этом отмечались барометром-высотомером, расстояния — либо шагами, либо засечками компасом.

На продуктивности геологической работы очень отражалась исключительно слабая обнаженность района. Большие участки его совершенно недоступны для целей исследования и наблюдений геолога вследствие большого развития здесь заболоченных участков и кочковатых площадей, покрытых мореной и лишённых обнажений. В лучшем случае о присутствии на месте тех или иных пород можно судить лишь по угловатым формам развалов и по присутствию в развалах одного и того же типа пород, свидетельствующих о залегании их *in situ*. Значительно лучше, конечно, выглядят обнажения коренных пород на склонах и вершинах гор и варак¹ и в руслах рек, где породы вскрыты от наносов, но и здесь они чаще всего сильно разрушены в результате поверхностного выветривания и, хотя дают представление о самом виде пород, однако не дают возможности сделать какие-либо заключения о их залегании. Разбросанность коренных обнажений, часто невозможность увязать их друг с другом в значительной степени затрудняют расшифровку деталей геологической структуры и стратиграфии, оставляя и по сие время в этом вопросе еще много неясных мест. Все же накопившийся к настоящему времени материал более или менее достаточен для того, чтобы дать для этого еще не освещенного в литературе района общее представление о его петрографии и наиболее вероятную схему стратиграфии и тектоники. Это и побудило нас опубликовать настоящую работу.

За все указанное выше время в работе отряда принимали участие разные лица, энергичная помощь которых была всегда очень полезной. Автор особо отмечает участие в работе б. студентов, ныне научных работников В. В. Шлихтера и Б. Г. Малышева, а также студента Ленинградского государственного университета С. Д. Смирнова. Кроме того, успеху этой работы немало способствовали ценные советы и указания д-ра Б. М. Куплетского. Всем этим лицам автор выражает здесь свою горячую благодарность.

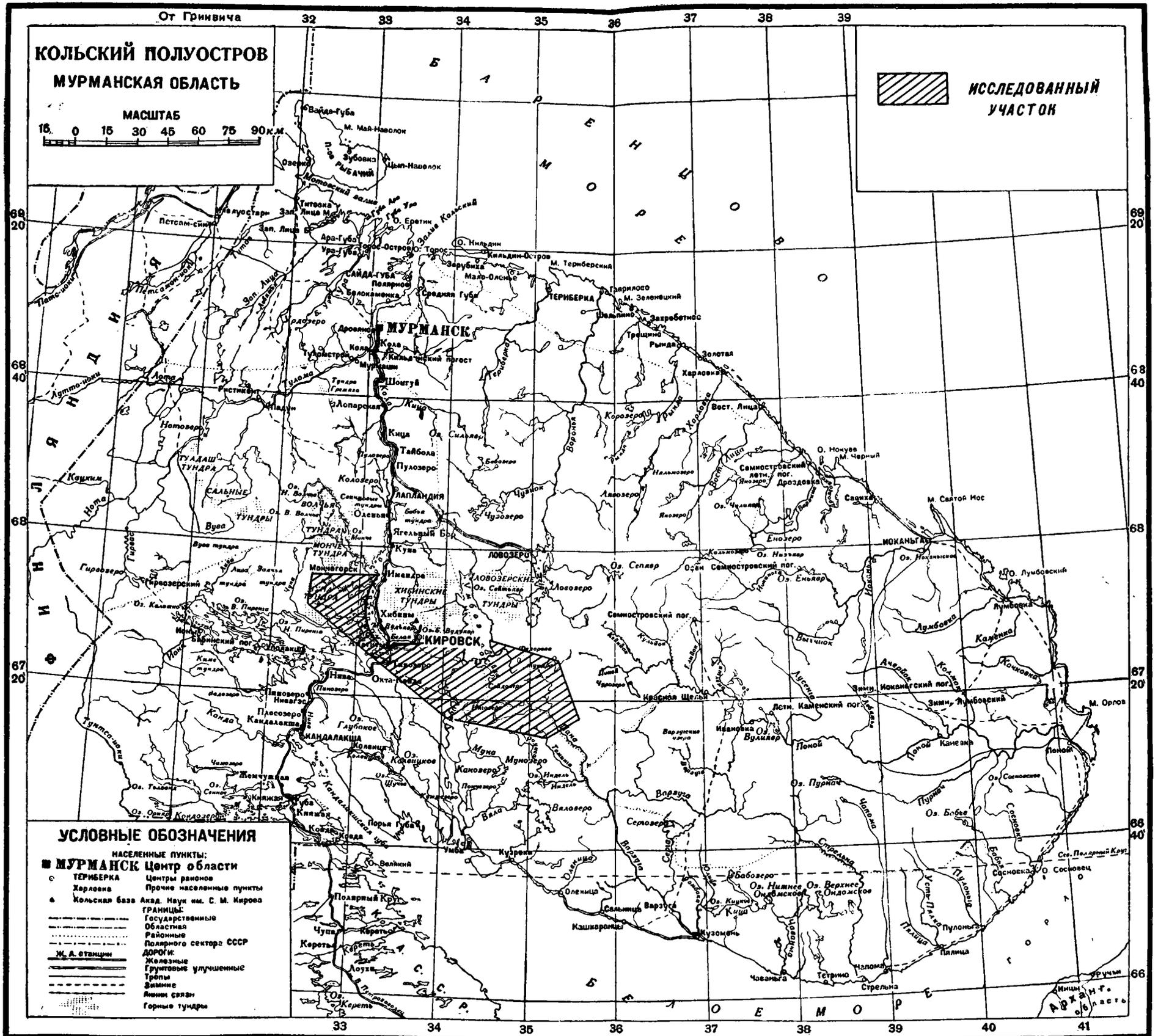
КРАТКИЙ ОРО-ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Наблюдателю, знакомящемуся с морфологией района с каких-либо высоких тундр, например с соседних Хибин, он представляется слабо всхолмленной, почти плоской равниной с редкими, изолированно выступающими, невысокими вершинами. Глазу открывается однообразная и монотонная поверхность древнего пенеплена, полого поднимающаяся с юга на север (от Белого моря к Хибинам), без резкого расчленения в рельефе.

В деталях, однако, топография района несколько оживляется и разнообразится благодаря присутствию многочисленных приподнятых возвышенностей и скалистых гряд, разделенных между собой довольно глубокими долинами и впадинами, при этом положительные формы рельефа не отличаются заметным превышением над отрицательными, что видно из того, что абсолютные высоты отдельных, наиболее заметных возвышенностей достигают здесь не более 300—350 м, при абсолютной отметке Умба-озера 152 м.

Обширные плоские впадины, разделяющие между собой горные массивы, занимают значительную часть площади района; они представлены либо труднопроходимыми, зарастающими озерами, либо болотами и заболоченными участками. Эти заболоченные участки весьма топкие и кочковаты, богаты водой, а иногда к тому же зарастают мелким кустарником, что создает большие трудности для передвижения по ним, особенно в дождливые годы.

¹ В а р а к а — небольшая высота, покрытая лесом.



Схематическая карта Кольского полуострова

В некоторых случаях на таких плоских впадинах появляются характерные, чуть удлиненные гряды (озы), поднимающиеся на несколько метров над поверхностью болот; они сложены мелким песком и галечником, а с поверхности усыпаны крупными валунами. Эти гряды являются аккумулятивными формами ледникового времени, насаженными на плоских равнинах.

Края впадин обрамляются песчаными валами и невысокими лесистыми варакми. Дно наиболее глубоких впадин занято сложными системами обширных озер, примерами которых в восточной части района могут служить Сейдозеро, оз. Хариусное, Негдеярв и ряд других. Впадины образуют нередко сужения и имеют в общем случае удлиненную форму. Ориентировка осей впадин либо широтная, либо северо-западная.

Впадины разделяются холмами и возвышенностями, к числу которых можно отнести Сейдпахк, Кейчпахк, Негдепахк и Полисарские горы — в восточной половине района; г. Чок, Медвежье и группу возвышенностей, примыкающих с юга к Хибинам, у Айкуайвенча — в западной. Из этих варак только самые крупные поднимаются выше лесной зоны и имеют голую вершину; в таких случаях на них видны и коренные обнажения. Большинство же варак целиком покрыто лесом и наносом, и коренные обнажения встречаются на них только как редкость. Особенно это относится к восточной половине, где условия для ведения систематических геологических работ из-за этого очень тяжелы.

Морфологически вышеуказанные возвышенности отличаются сходными чертами. Они имеют сглаженные, удлиненные формы и часто, появляясь одна на продолжении другой, составляют почти непрерывные скалистые гряды. Оси этих коренных гряд и варак чаще всего имеют, так же как и впадины, широтное или северо-западное простирание (СЗ 300°). Особенно хорошо выделяются эти черты рельефа в орографии западной части планшета. Здесь можно выделить целую систему таких параллельных цепей варак, идущих приблизительно в широтном направлении. По направлению от Хибинских тундр на юг насчитывается три или четыре таких цепи, следующих почти непрерывно от западных границ района до р. Умбы. Эти возвышенности (Сейдпахк, Кейчпахк) являются только наиболее заметными вершинами среди этих приподнятых цепей.

В заумбинском районе эти черты рельефа выражены менее резко. Намечающиеся здесь цепи варак во многих местах разъединены и разобцены обширными пониженными проходами; распределение вершин более случайно. Тем не менее и здесь удерживается та же тенденция к параллельному расположению главных элементов рельефа: повышений, сложенных коренными грядами, и разделяющих их понижений, прикрытых мореной.

Изучение этих особенностей в распределении отдельных форм рельефа на местности обнаруживает глубокую связь и зависимость их от геологических условий. Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что направление господствующих в районе орографических линий в большинстве случаев хорошо совпадает с направлением складчатости и сланцеватости пород, слагающих корни размытых складчатых зон, принадлежащих к древнему кристаллическому основанию. Это показывает, что современные топографические формы в сильной степени зависят еще от особенностей складчатой структуры докембрия. Этот древний складчатый остов, сохранившийся несмотря на неоднократное омоложение рельефа до наших дней и выявленный на современной поверхности, весьма отчетливо наложил свою печать на современный рельеф.

С другой стороны, не меньшее влияние на выработку основных форм рельефа оказали и разнообразные разрывные дислокации. В этом отношении существуют многочисленные убедительные указания на тектоническое происхождение многих больших озер (Рихтер, 1934; Крохин, 1936) и поперечных и продольных долин, играющих крупную роль в морфологии района. И оз. Имандра и Умбозеро являются прекрасными примерами

таких колоссальных тектонических впадин, строение которых и связь этого строения с тектоникой хорошо разобраны работами указанных здесь авторов.

Но если крупные формы рельефа определяются в широком смысле слова тектоникой, то более мелкие его формы находятся в зависимости от других факторов и прежде всего — от петрографического состава пород и способности этих пород к сопротивляемости по отношению к действию эрозии. При этом, кроме состава, здесь играет исключительную роль и внутренняя структура того или иного массива — его гомогенность, трещиноватость, степень деформированности и т. д.

Наибольшую устойчивость по отношению к денудации обнаруживают различного рода амфиболовые породы (диабазы, уралитовые порфириды, уралитизированные пироксениты и т. д.). В нашем районе поэтому все заметные вершины сложены этими породами. Они возвышаются над почти ровной поверхностью в виде гребней или скалистых гряд. Разделяющие эти гряды впадины обычно покрыты мореной, но опыт показывает, что под мореной обычно залегают всевозможные неустойчивые породы, легко поддающиеся эрозии: филлиты, доломиты, разные сланцы и даже сильно деформированные и катаклазированные нефелиновые сиениты. Низкое топографическое положение этих пород в условиях сильной заболоченности делает затруднительным их поиски и в то же время создает обманчивое впечатление о слабом их развитии, что вряд ли соответствует действительности. Более вероятно, что процент их в общей мощности зеленокаменной свиты значительно выше того, который нередко указывается различными геологами (например, по данным финских геологов, для Печенгских тундр из общей мощности зеленокаменной свиты в 10—15 км на долю осадков приходится только 2%).

Поскольку диабазы и другие основные породы образуют согласные пластовые залежи в складчатой толще, осадочной по преимуществу, то, в зависимости от падения крутого или пологого, они выступают на поверхности либо в виде крутых скалистых гряд, либо в виде относительно полого поднимающихся плато. Последний случай, например, прекрасно выражен на г. Сейдпахк, где после спокойного поднятия с южного подножия к вершине наблюдается вдруг резкий уступ в сторону расположенной ниже впадины. Возможно, однако, что явление здесь еще осложнено и сбросом.

Формирование рельефа в его современном виде закончилось в ледниковое и послеледниковое время. Следы этой деятельности видны теперь повсюду. Об этом говорят мягкие округлые формы всех возвышенностей, широкие углубленные долины и впадины, многочисленные следы ледникового сноса в местном ландшафте и т. д. Как на иллюстрацию ледникового сноса укажем, что валуны посторонних пород можно найти даже на вершинах самых высоких тундр (например, валуны хибинских сиенитов на Полисарских горах).

Повсюду имея характерные ледниковые формы, холмисто-моренный ландшафт в особенно типичном выражении встречается в восточной половине района, где наблюдаются многочисленные камы и озы, возвышающиеся среди болот иногда на 20—30 м и дающие покатые склоны и округлые вершины, целиком покрытые лесом. Кроме этого, большим распространением повсюду пользуются всевозможные моренные отложения, сложенные из песчаного и валунного материала. Мощность их разнообразна, а иногда и довольно велика, как, например, в отложениях конечных морен у Нижнего Капустного озера.

По северной границе исследованного района (за его пределами) поднимается ряд высоких тундр, превосходящих по высоте даже наиболее значительные возвышенности изученного нами района. К ним относятся Федорова тундра, Панские высоты, Ловозерские и Хибинские тундры. Значительные возвышенности поднимаются и по восточной границе (Оскейва, Полисарские горы, Лягунка и др.). Все эти высокие тундры образуют

полукольцо вокруг нашего района, еще более подчеркивая его характер плоской, слабо волнистой равнины, изборожденной системой повышений и понижений только малого масштаба. С юга же к описываемому планшету подходит широкая полоса еще более глубоких депрессий, занятых многочисленными озерами и болотами, крупнейшими из которых являются Капустные озера и Ингозеро. Эта полоса обширных болотистых низин тянется далеко на юг, без какого-либо изменения и разнообразия в рельефе, имея повсюду спокойный и монотонный характер.

Гидрографическая сеть в районе развита довольно сильно, но большинство рек и ручьев — сравнительно небольших размеров. Из главных рек нужно отметить рр. Белую и Айкуайвенчиок — в западной половине, района, и рр. Умбу и Пану — в восточной.



Фиг. 2. Верхний падун на р. Умбе.

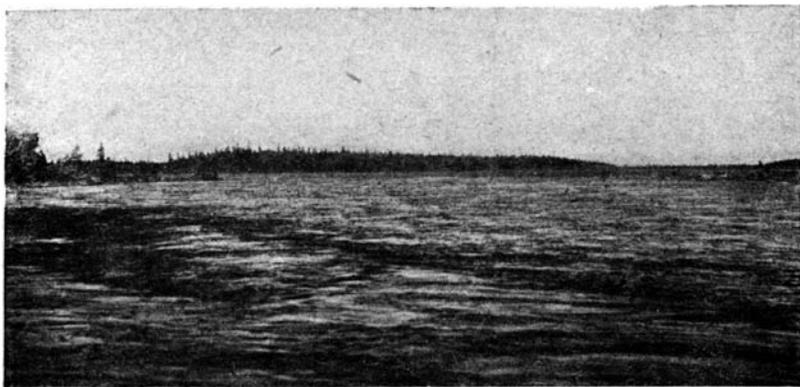
Река Белая вытекает из оз. Б. Вудъявр и впадает в Белую губу оз. Имандры. Она, таким образом, огибает западную половину Хибинских тундр, следуя вдоль южного края их по болотистой низине почти у самого подножия гор. По дороге она пополняется рядом ручьев и речек, впадающих в нее с возвышенных мест Хибинских тундр.

Реки Зап. Айкуайвенчиок и Вост. Айкуайвенчиок берут свое начало соответственно по западному и восточному склонам Айкуайвенча. В верхнем течении они имеют меридиональное направление, почти параллельны друг другу и прорезают коренные породы поперек широтно вытянутых варак.

Глубокие ущелья встречаются как в непосредственной близости к Хибинам, так и в удалении от них на 5—6 км на юго-восток, хотя контуры рельефа и становятся здесь более сглаженными и плавными. Особенно сильно идет размывание пород в области развития щелочного массива к югу от Хибинских тундр. Здесь наблюдаются глубокие и узкие долины с крутыми склонами и с врезанными по бокам террасами; выступы коренных пород в русле реки вызывают образование огромных водопадов. Такие глубокие речные долины продолжают и дальше на юг среди сланцев, на протяжении нескольких километров, после чего обе реки вступают в полосу значительного понижения. Имея здесь спокойное течение, они образуют сложную сеть излучин, озерков, петель и, принимая ряд побочных притоков, меняют направление на широтное; затем сливаются и впадают на границе нашего планшета в оз. Мелкое.

Наиболее крупные реки района — Умба и Пана — также текут с севера на юг и представлены у нас отрезками верхнего течения.

Река Умба берет свое начало в Умбозере и, пройдя сто с лишним километров на юг, впадает в Белое море. Ее верхнее течение, имеющее базисом эрозии район Капустных озер, характеризуется в большей своей части расплывчатой долиной, низкими берегами, бровки которых только слабо выражены. Река течет по плоскому кристаллическому ложу, лишь в немногих местах врезаюсь глубоко в коренные поперечные гряды (пороги). К ее руслу выходит непосредственно множество болотистых низин, среди которых отдельными грядами и островами возвышаются отложения конечных морен из песчано-валунного материала. Течение реки неравномерно; места со спокойным и ровным течением, образующим иногда озерообразные расширения — плёсы, чередуются с порожистыми участками стремительного течения. В порожистых участках выходят на поверхность коренные породы. Кроме нескольких мелких порогов (по-местному — «карешков»)



Фиг. 3. Плёс на р. Умбе.

следует отметить и ряд крупных порогов, из которых наиболее крупными являются: Островский порог в 6 км от Умбозера, сложенный вулканическими туфобрекчиями, и большой Верхний Падун перед Капустными озерами, сложенный полевошпатовыми амфиболитами. Верхним падуном река сбрасывается с высоты 10—12 м в район Капустных озер. Общая величина падения р. Умбы от Умбозера до Верхнего Падуна — 42 м.

Река Пана протекает по восточной границе района, беря свое начало в Панозере. Она прорезает себе русло среди высоких моренных гряд и коренных обнажений, образуя, так же как и Умба, многочисленные карешки и пороги. На всем протяжении, до впадения на юге в р. Варзугу, Пана принимает много боковых притоков, образует ряд широких разливов — плёсов, имея много общего в этом отношении с р. Умбой.

Среди мелких рек, являющихся в большинстве своем притоками рр. Паны и Умбы нужно отметить рр. Хариусную (левый приток р. Умбы), Полисарку (правый приток р. Паны), Сейду (впадает с юга в Умбозеро у зимнего лопарского погоста), Вирму (впадает с севера в Ингозеро), Расвумиок и др. Эти реки имеют много общих черт: все они принадлежат к типу озерно-болотных рек, не имеют хорошо разработанной долины и текут, неправильно изгибаясь и образуя сложную сеть излучин, озерков, петель и т. д. На своем пути они пополняются водами либо из прилегающих болот, либо из побочных притоков. Истоки этих рек, зарождающиеся обычно в повышенных частях, имеют нередко бурный характер, зато в среднем и нижнем течении, проходящем обычно по заболоченным местностям, берега их зарастают мелким кустарником, чрезвычайно топкие и непроходимы для путника.

Из всего кратко изложенного читателю, знакомому с Кольским п-овом, легко увидеть, что орография и гидрография описываемого нами участка повторяет во многом основные черты рельефа, который можно считать типичным вообще для всего Кольского п-ова.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Значительная часть площади описываемого района складывается зеленокаменными породами, которые, как это можно видеть из геологической карты Кольского п-ова, составляют только небольшой отрезок широкой полосы зеленокаменных пород, протягивающейся вдоль полуострова почти непрерывно от границ Финляндии (Печенгские тундры, тундра Кучин), через Монче-тундру и верхнее течение р. Умбы, до восточного побережья Кольского п-ова. Эта полоса, то образуя громадные раздувы, то суживаясь до небольшой мощности, делит почти весь полуостров на две половины. В нашем районе эта полоса достигает своего максимального развития в восточной половине, где она имеет на меридиане Федоровой тундры около 25 км ширины вкрест к простиранию. Наоборот, в западной половине границы этой полосы значительно суживаются и зеленокаменные породы, по имеющимся данным, быстро выклиниваются по направлению на северо-запад, вытесняясь вначале щелочными интрузиями Хибин и затем габбровыми интрузиями Монче- и Волчьей тундр. Укажем, например, что ширина свиты вкрест простиранию в районе ст. Апатиты не более 7—7,5 км. На всем протяжении свиту слагают, главным образом, различного рода метаморфизованные — эффузивные и интрузивные — диабазовые породы с подчиненными ультраосновными интрузиями и перемежающиеся с ними осадочные породы, среди которых можно выделить известняки и доломиты, кварциты, филлиты и другие сланцы.

Подробное и систематическое изучение этой зеленокаменной полосы началось сравнительно недавно, не более 5—6 лет назад. До этого отдельные специальные исследования, посвященные зеленокаменным породам, носили эпизодический характер и коснулись, главным образом, двух районов: тундры Кучин — у финской границы (Полканов, 1935) и устья р. Поноя — на восточной оконечности полуострова (Белянкин и Лупанова, 1934). Остальные работы, как, например, работы Рамзая, Кассина, Куплетского и др., приуроченные к Хибинским тундрам, ограничивались небольшими территориями и велись попутно с другими заданиями.

Только после 1930 г., в связи с громадным расширением научных исследований на Кольском п-ове вообще, стало возможным распространить и геолого-поисковые работы далеко в глубь полуострова. Это позволило значительно увеличить объем сведений о свите зеленокаменных пород — ее распространении, составе и геологическом строении.

Еще до наших работ зеленокаменные породы, залегающие в районе между рр. Умбой и Паной, были пересечены в 1932 г. редкими маршрутами Мураева при 1 : 1 000 000 съемке бассейна Ловозера и истоков рр. Паны и Поноя. С другой стороны, зеленокаменная полоса, залегающая к востоку от р. Паны, вошла в планшеты съемок работников Ленинградского геологоразведочного треста — Соколова, Шукевича и др. Название свите (комплекс Имандра — Варзуга) было дано А. А. Полкановым после того, как выяснилось близкое сходство основных пород с восточного побережья оз. Имандра с известными еще по материалам экспедиции Риппаса 1898 г. зеленокаменными породами с р. Варзуги. Поскольку благодаря работам Соколова и Шукевича установлено, что зеленокаменная свита продолжается и дальше на восток от р. Варзуги, доходя без перерыва до оз. Бабьего и р. Сосновки, — правильнее было бы называть описываемую зеленокаменную полосу комплексом Имандра — Варзуга — Сосновка.

Этот зеленокаменный комплекс чрезвычайно близок по своему составу и геологическому положению к многочисленным зеленокаменным образованиям Финляндии и Карелии.

В пределах изученного нами района зеленокаменная свита залегает среди гранито-гнейсовой толщи, являющейся древнейшим, сильно метаморфизованным комплексом Кольского п-ова, отделенным от более молодых образований свиты Имандра — Варзуга крупнейшим несогласием. Это несогласие возникло в результате продолжительного перерыва, предшествовавшего карельской эпохе седиментации — времени образования свиты Имандра — Варзуга. О продолжительности этого перерыва, сопровождавшегося колоссальным сносом, можно судить по тому, что породы более древней группы были чрезвычайно дислоцированы, сильнейшим образом метаморфизованы и вскрыты эрозией до глубоких горизонтов. Благодаря этому в тех случаях, когда базальные слои более молодой формации имеют нормальный стратиграфический контакт с древнейшей толщей, они налегают на ее глубоко эродированную поверхность. Примеров такого налегания в нашем районе отмечено не было, но оно широко известно для аналогичных случаев из других районов — как в южной Карелии, так и в северной Финляндии. Так, например, Елисеевым (1929) в окрестностях дер. Карельская Масельга обнаружен конгломерат, мощностью в 60 м, налегающий на архейские гранито-гнейсы и на горшечный камень. Валуну в конгломерате достигают размера 30—35 см в диаметре и состоят из подстилающих пород. Стратиграфически выше конгломерат переходит в аркозы и затем в кварциты, пласты которых перемежаются с покровами спилитов.

Тимофеевым (1935) на западном берегу Сундозера (Карелия) встречены базальные конгломераты, состоящие из редких гранитных валунов, погруженных в плотную и однородную массу серицитового цемента. Хаузен (Hausen, 1930) описывает базальные конгломераты в области Соанляhti (Soanlahti, Финляндия), непосредственно налегающие на древнее гранитное основание. Валуны и гальки в конгломерате представлены гранито-гнейсом или габброидными породами. По направлению вверх размер галек уменьшается, и конгломераты переходят в слоистые несколько известковые темносерые кварциты. Мономиктовые и полимиктовые конгломераты, состоящие из валунов гранита, гнейсо-гранита, кварцита, слюдяного сланца, метабазита и т. д., размером до 70 см, описаны и в основании разреза зеленокаменной формации Печенгских тундр (Финляндия).

В нашем районе громадный моренный нанос и заболоченность, к сожалению, нигде не дают возможности установить непосредственный контакт между гнейсами и свитой Имандра — Варзуга. Автор имел случай проследить границу зеленокаменной свиты с гнейсами от оз. Имандры на западе до ф. Полисарки на востоке и убедиться в сильной задернованности всей контактной полосы. Благодаря этому обстоятельству, остается совершенно неясным самый характер контакта. Лишь некоторые факты, устанавливающиеся при наблюдениях в районе Кислой губы оз. Имандры (см. ниже, стр. 17), заставляют предполагать о том, что линия контакта на этом участке является тектонической.

Гранито-гнейсовая толща на большом протяжении сохраняет однообразный характер и мало меняется в своем составе по простиранию. Из нашего района она продолжается: на восток — к р. Варзуге и на запад — к Чуна-тундре, где, огывая с запада основные интрузии Чуны, меняет направление простирания с широтного на меридиональное.

Нашими работами эта толща затронута только в виде узкой полосы, главным образом, по южному контакту с зеленокаменной свитой; гнейсы северного контакта нами не были затронуты совсем, если не считать нескольких экскурсий на Федорову тундру, где гранито-гнейсовая толща была обнаружена сотрудником отряда Ф. П. Харченко, описавшим ее впоследствии в связи с габбровыми интрузиями Федоровой тундры (Харченко, 1935).

Дальнейшее изложение поэтому относится только к гнейсам, ограничивающим зеленокаменную свиту с юга.

Гранито-гнейсовая формация

В состав формации входят кварцево-полевошпатовые сланцы и гнейсы, олигоклазовые гнейсо-граниты, амфиболиты и микроклиновые граниты. Меньшим распространением пользуются габбро-нориты и пироксениты, развитые по преимуществу на Зап. Иокостровском п-ове, о чем здесь мы говорим только попутно, так как геологии этого полуострова у нас посвящена отдельная работа (Соустов, 1938 — 2).

Гнейсы и сланцы сильно дислоцированы, имеют преобладающее простирание СЗ — ЮВ 105—125°. Благодаря этим дислокациям вся гнейсо-сланцевая толща собрана в ряд крупных региональных складок. Как известно, Н. Г. Кассин, захвативший маршрутными исследованиями большую область вдоль Кировской железной дороги от Кандалакши до ст. Оленья (Кассин, 1923) отмечает, три большие складки с осями антиклиналей на широте Пин-озера, ст. Охта-Канды и губы Печа. Изученная нами серия кристаллических сланцев и гнейсов составляет северное крыло одной из таких больших региональных антиклиналей, наклоненное на ССВ под углом 35—50° и осложненное многочисленными мелкими складками изоклиального типа. Полевые наблюдения и микроскопическая обработка показывают при этом, что в более южных частях гнейсо-сланцевой толщи, а следовательно, в ее стратиграфически более глубоких горизонтах, гнейсы представлены среднезернистыми биотитовыми и биотитовороговообманковыми разностями, в значительной степени утерявшими свой первоначальный сланцевый облик и превращенными по существу в мигматиты олигоклазовых гранитов. В крайних своих типах, как это можно наблюдать, например, на южных склонах Ельнюна и Куртваренча, такие мигматиты мало чем отличаются от самих огнейсованных олигоклазовых гнейсо-гранитов, интрузия которых в виде громадного ареалплутона приурочена к ядру антиклинала и, повидимому, вскрыта эрозией только в самых верхних частях.

По направлению вверх мигматизованные гнейсы без резких изменений в составе и структуре и без нарушений в залегании переходят в мелкозернистые разности, которыми, например, сложены высокие варакы в окрестностях Кислой губы на Вост. Иокостровском п-ове и т. д. Помимо своего мелкозернистого сложения, эти гнейсы верхних горизонтов заметно отличаются от предыдущих и обильным появлением в них граната. Последний в большом количестве обогащает породы, развиваясь в виде крупных порфиробластов, величиной до 5 см, хорошо выделяющихся своим красным цветом на светлом фоне гнейсов. Прекрасные обнажения таких гнейсов можно наблюдать, например, на спуске с Волчьих варак к Кислой губе. Гнейсы переслаиваются здесь с рассланцованными амфиболитами и пироксенитами и заключают пачки узловатых гранатово-мусковитовых сланцев со ставролитом.

Далее, по направлению к северу, гнейсы переходят в мелкозернистые биотитово-гранатовые сланцы, переслаивающиеся со слоистыми диопсидово-карбонатными породами, сланцеватыми полевошпатовыми амфиболитами и роговообманковыми сланцами. Среди этих последних местами были встречены разности с отчетливой миндалекаменной текстурой, свидетельствующей об их первоначально эффузивном происхождении.

Таким образом, всю толщу гнейсов и сланцев в нашем районе можно разбить на три горизонта, каждый из которых характеризуется своими особенностями, хотя и не отделяется резко от соседних, а, наоборот, образует с ними переходы. Эти горизонты следующие:

1. Горизонт мигматизированных гнейсов и олигоклазовых гнейсо-гранитов;
2. Горизонт мелкозернистых слюдяных и слюдяно-гранатовых гнейсов;
3. Горизонт слюдяно-гранатовых сланцев.

Первый горизонт — мигматизированных гнейсов — представлен,

главным образом, биотитовыми и биотитово-роговообманковыми гнейсами крупнозернистого сложения.

Величина зерна плагиоклазов здесь 0.5—1.0 мм, 1.5—2 мм; размер зерен роговой обманки достигает 2—3 мм. В текстуре наблюдаются резко сланцеватые разности. Структура гранобластическая. Плавные контуры зерен плагиоклаза несколько сплюснуты в сторону удлинения. Цветные расположены полосами по сланцеватости, прорастая и срастаясь друг с другом.

Составные части: плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, эпидот, сфен, апатит.

П л а г и о к л а з — по углам погасания в симметричной зоне и \perp РМ относится к ряду олигоклаз — андезина (№№ 25, 27, 32, 35). Образует полисинтетические двойники. Слабо зональный; края зерен несколько кислее ядер (№№ 20—21). Обычно чистый, но изредка слабо затронут выветриванием, вызывающим появление на поверхности плагиоклаза мутно-серых участков, испещренных тонкочешуйчатым серицитом. Процесс начинается с краев и продолжается в виде тонких параллельных язычков к центру ядра. При полном замещении плагиоклаза порода окрашивается в красный цвет, очень напоминающий цвет микроклиновых гранитов, но на этот раз обусловленный не присутствием большого количества микроклина, а поверхностной пигментацией плагиоклазов при выветривании, что хорошо видно из сопоставления отдельных шлифов красного и белого гнейса. В плагиоклазе обычны включения округлых зерен кварца, более основного плагиоклаза (в двойничках) и реже — апатита и циркона. В составе породы плагиоклаз занимает преобладающее место. Из других полевых шпатов встречается микроклин; появление его приурочено к инъекциям микроклиновых гранитов.

К в а р ц образует ксеноморфные чистые зерна, часто вытянутые по сланцеватости; участки в них наблюдаются волнистое угасание. Количество кварца иногда значительно уменьшается (в типах диорито-гнейсов), в большинстве же случаев примерно равно количеству плагиоклаза.

Роговая обманка — зеленая, резко плеохроичная, в широких таблицах и зернах пойкилобластической структуры, с включением кварца, плагиоклаза, апатита, эпидота и др. Наблюдается параллельное срастание роговой обманки с эпидотом и биотитом. На универсальном столике Федорова для роговой обманки получены следующие константы: $2V = -61^\circ$, $Cn_g = 19, n_g - n_p = 0.017$. Роговая обманка, подобно биотиту и эпидоту, принадлежит к числу более поздних образований, чем кварц и плагиоклаз, зерна которых они обычно включают и облекают со всех сторон.

Б и о т и т — вытянутые по сланцеватости пластинки, чешуйки, обрывки; облекает и включает плагиоклаз. Плеохроирует в обычных для него тонах (темнокоричневый по n_g и светложелтый по n_p). Местами частично хлоритизирован. Наблюдаются мелкие темные включения, окруженные плеохроичными двориками.

М у с к о в и т пластинки, чешуйки часто в параллельном срастании с биотитом.

Э п и д о т — крупные неправильные зерна, призмы, столбики, отдельные хорошо ограниченные кристаллы в биотите. Иногда — в тесном параллельном срастании с биотитом, указывающим на возможность их одновременного образования.

Акцессорные минералы — апатит, сфен, клиноцоизит, циркон — в обычных для себя формах. Включения циркона в биотите постоянно окружены плеохроичными двориками.

Примером мигматизированных гнейсов в исследованном районе являются гнейсы Капустных озер. Гнейсы эти обнажаются при впадении р. Умбы в Верхнее и Среднее озера и по берегам Нижнего озера, где они выступают либо у самого уреза воды, либо в грядах, идущих вдоль берега. Залегание в гнейсах колеблется значительно, имея падение от СВ: $30^\circ \angle 50-55^\circ$ до СЗ: $340^\circ, \angle 55-75^\circ$.

Гнейсы Капустных озер резко полосчаты — от тонкого чередования биотитовых чешуек с кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми прожилками. Пронизаны по сланцеватости многочисленными жилками и линзочками гранита, пегматита и кварца. В эпидотизированных разностях рядом с биотитом наблюдаются темновато-желтые прожилки эпидота. По типу инъекции в них гранитового материала различаются как «очковые» гнейсы, обычно с редкими крупными глазками микроклина в однородной гнейсовой массе, и полосчатые гнейсы с вытянутыми линзами пегматита.

Под микроскопом текстура в типичных гнейсах резко сланцевая вследствие ориентированного расположения чешуек биотита. Главную массу породы составляет олигоклаз или олигоклаз-альбит (по светопреломлению и по углам погасания в симметрической зоне). Он образует выделения неправильной формы, включающие округлые зерна кварца, чешуйки биотита и т. д. По границе его с микроклином развиваются довольно часто мirmekитовые вроски. В противоположность гнейсам из других мест нашего района гнейсы Капустных озер богаты микроклином. Последний присутствует постоянно, колеблясь в количестве от небольшой примеси до 50% всего количества полевых шпатов; зерна его всегда чистые и свежие. Кварц образует мелкие неправильные зерна между зернами полевых шпатов.

Из цветных компонентов, кроме биотита, часто присутствует обыкновенная зеленая роговая обманка, либо в небольших обрывках, либо достигая сравнительно большого количества. Выделения роговой обманки обычно ассоциируются с биотитом и эпидотом. Из акцессорных нужно отметить почти постоянное присутствие сфена, апатита, циркона и иногда ортита (в ядрах эпидотовых зерен). Кроме всех этих минералов, в небольшом количестве находятся мусковит в мелких чешуйках и хлорит в псевдоморфозах по биотиту.

При уменьшении количества кварца гнейсы приобретают вид осланцованных гнейсо-диоритов.

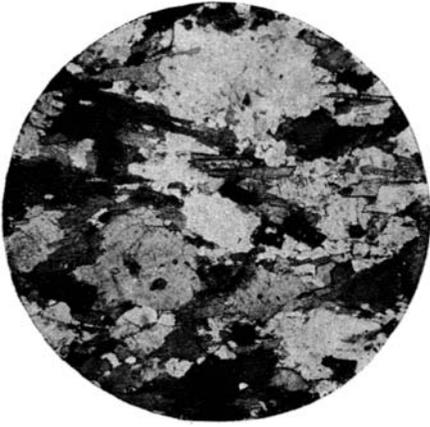
Гнейсы Капустных озер инфицированы микроклиновыми гранитами, один из образцов которых приведен на табл. 1, фиг. 2. Граниты нигде не образуют крупных самостоятельных интрузий, встречаясь только в виде мелких послонных инъекций. Тем не менее общее обогащение гнейсов Капустных озер микроклином связано, очевидно, не с исходным материалом, а с более поздним привнесом вторичного микроклина именно из этих гранитов. Последние показывают состав, близкий к составу мигматизированных гнейсов, отличаясь от них более массивной текстурой. На ряду с микроклином в них в значительном количестве присутствует и олигоклаз. Структура гранита типично гипидиоморфно зернистая, с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу и к микроклину.

Жилки и линзочки пегматита, встречаемые среди гнейсов, состоят преимущественно из микроклина, плагиоклаза и подчиненного содержания кварца. Остальные минералы (чешуйки биотита, мусковита и хлорита, зерна эпидота и апатита) занимают в породе подчиненное положение. Структура крупнозернистая. Мощность жил — 1—3 см.

Второй горизонт, слюдяных и слюдяно-гранатовых гнейсов, включает по преимуществу биотитовые гнейсы, хотя изредка среди них появляется и роговая обманка.

Макроскопически это — светло- или темносерые равномернозернистые породы. Резко или неясно полосчаты от чередования слоев различного состава. На сером фоне хорошо выделяются красные зерна гранатов (от 1—2 мм до 5 см) и редкие мелкие зерна сульфидов. В некоторых случаях наблюдаются кварцево-полевошпатовые и кварцево-слюдяные прожилочки. Крупность зерна в большинстве случаев не превышает 0.2—0.5 мм.

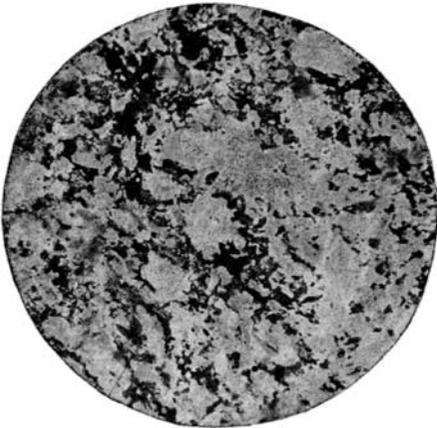
В текстуре гнейсов под микроскопом можно наметить две разновидности: одна — обычная сланцеватая текстура, характеризующаяся параллельным расположением чешуек слюды по плоскостям сланцеватости. Она, как мы уже отмечали, более типична для сильно мигматизированных



Фиг. 1. Микроструктура гнейса из нижнего горизонта. + ник. 16 ×



Фиг. 2. Микроструктура микроклинового гранита. + ник. 10 ×



Фиг. 3. Микроструктура гнейса из верхнего горизонта. Без анал. 25 ×



Фиг. 4. Микроструктура гнейса из верхнего горизонта. + ник. 16 ×

разностей. В другой наблюдается облекание отдельных зерен кварца и плагиоклаза мельчайшими чешуйками биотита, создающими вокруг этих зерен венчики или пленки (табл. I, фиг. 3). Текстуры эти выражены хорошо только в крайних типах; обычно же между ними можно найти все переходы.

Структура гнейсов типично кристаллобластическая. Форма зерен неправильная, с неровными зубчатыми очертаниями. Вследствие полной перекристаллизации и появления новообразований следы ранних динамических воздействий утрачены и породы не обнаруживают сколько-нибудь заметного катаклаза. Более поздний динамометаморфизм отразился на породах слабо. Его влиянию можно лишь приписать наблюдаемое иногда нерезко волнистое угасание у кварца. Искривлений и изогнутых пластинчатых минералов нигде не отмечено.

Наблюдаемые обычно включение и облекание бесцветных компонентов (кварца и плагиоклаза) цветными компонентами (биотитом, эпидотом и др.) указывают на более позднее образование последних в ходе перекристаллизации пород. Однако по отношению к самому процессу метаморфизма, вызвавшего перекристаллизацию, все минералы (включая кальцит) являются одновременными и в этом смысле «первичными». К более поздним «вторичным» явлениям можно отнести лишь хлоритизацию биотита и граната и серицитизацию плагиоклазов. Однако явления такого ретроградного метаморфизма имеют здесь весьма подчиненное значение. Округлые, резорбированные мелкие зерна кварца, плагиоклаза и циркона, встречающиеся в виде включений в плагиоклазе, являются вероятнее всего немногими остатками первоначального осадочного субстрата.

Состав гнейсов довольно разнообразный. Наиболее характерные типы гнейсов состоят из плагиоклаза, кварца, биотита, кальцита, мусковита, апатита и других акцессорных. Менее обычны в этом горизонте гнейсы с эпидотом и клиноцоизитом. Типом мелкозернистых гнейсов в описываемом районе являются гнейсы, обнажающиеся на Восточном Иокостровском п-ове. Здесь они появляются в средней части Иокостровского пролива в виде грядок широтного простирания, выступающих в нескольких десятках метров от берега. Отсюда они идут на восток, теряясь затем среди заболоченных площадей и вновь выступая в виде огромных обнажений только у ст. Апатиты.

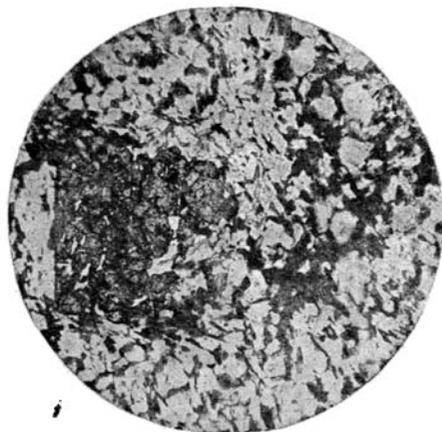
Дальше к востоку такого же типа гнейсы встречены в нижнем течении р. Айкуайвенчик.

Среди гнейсов Восточного Иокостровского п-ова встречаются полосы разной мощности красных и серых огнейсованных гранитов, залегающих согласно с вмещающей толщей. Граниты эти заметно катаклазированы. При наблюдении под микроскопом можно заметить, что крупные (от 1 до 2 мм в диаметре) неправильно ограниченные зерна полевых шпатов располагаются в мелко раздробленной кварцево-полевошпатовой массе. Полевой шпат представлен олигоклазом, который, как правило, либо с краев, либо из центральных частей разъедается калиевым полевым шпатом. Иногда этот последний целиком замещает олигоклаз. Цветные, в свою очередь, перекристаллизованы и перегруппированы, на что указывает обычная их приуроченность к трещинам в породе или распределение их в виде кучных пятен. В этих кучных скоплениях различаются мелкие чешуйки зеленого биотита, эпидот и магнетит. В меньшем количестве примешиваются чешуйки мусковита и зерна кальцита. В ядре эпидота нередко обнаруживается ортит.

Гнейсы высоких варак к югу от ст. Апатиты также секутся этими гранитами. Один из шлифов последних, характеризующий процесс замещения олигоклаза калиевым полевым шпатом, приведен на табл. II, фиг. 1. Залегание гнейсов на этих вараках СВ $5-10^\circ$, $\angle 35-45^\circ$. Среди гнейсов здесь встречаются прослои, в несколько метров мощности, доломитизированных и окварцеванных известняков, которые мы рассматриваем как остатки карбонатных пород в первично седиментогенной гнейсовой толще.



Фиг. 1. Разъедание плагиоклаза калиевым полевым шпатом в граните.
+ ник. 25 ×



Фиг. 2. Микроструктура слюдяно-гранатового сланца. В центре — большое зерно граната. Без анал. 16 ×



Фиг. 3. Микроструктура диопсидового сланца. Без анал. 16 ×



Фиг. 4. Микроструктура сланцевого амфиболита. Без анал. 16 ×

Третий выделяемый нами горизонт представляют гнейсы, переходящие в мелкозернистые биотитово-гранатовые сланцы, переслаивающиеся со слоистыми диопсидово-карбонатowymi породами, сланцеватыми амфиболитами и роговообманковыми сланцами.

Этот сложный комплекс сланцев и рассланцованных амфиболитов слагает все побережье Кислой губы, Большую Березовую вараку и скрывается далее на СЗ, по направлению к границе со свитой Имандра — Варзуга, под наносом. Непосредственного контакта с этой последней нигде, к сожалению, не обнаружено.

По составу слюдяно-гранатовые сланцы этого комплекса являются полевошпатовыми, и переход от них к мелкозернистым гнейсам второй группы настолько незаметен, что не улавливается ни в поле, ни под микроскопом. Поэтому граница между гнейсами и сланцами в значительной степени условна.

Однако взятый в целом комплекс Кислой губы значительно отличается от остальной части гнейсовой толщи благодаря появлению среди него, во-первых, типично осадочных пород (диопсидово-карбонатowych и ставролитовых сланцев) и, во-вторых, значительному распространению сланцеватых амфиболитов и амфиболит-мандельштейнов, которые в нижележащих гнейсах встречаются значительно реже, и то в самых верхних, переходных к сланцам горизонтах.

Эквивалентом этих сланцеватых амфиболитов в гнейсах, может быть, являются многочисленные залежи и массивы полевошпатовых амфиболитов, которые, как мы увидим ниже, пользуются широким распространением в нижних горизонтах гнейсовой толщи.

Слюдяно-гранатовые сланцы комплекса Кислой губы в типичных своих представителях могут быть охарактеризованы следующим образом: цвет темносерый, значительно осветляющийся лишь при большом развитии мусковита. Текстура резко сланцеватая. На общем мелкозернистом фоне хорошо выделяются крупные красные зерна гранатов. Это придает породам вид узловатых сланцев. Поверхность нередко блестящая от большого развития слюды. Структура пород под микроскопом свидетельствует о их полной перекристаллизации, очевидно, в условиях сильного одностороннего давления. В некоторых случаях она типично роговиковая (торцовая, сотовая); в других — контуры зерен менее правильные. Присутствие большого количества слюды придает структуре лепидобластический характер.

Преобладающая масса породы состоит из мелких зерен (0.2—0.3 мм) кварца и плагиоклаза (судя по светопреломлению не ниже олигоклаз — андезина). Многочисленные чешуйки и пластинки биотита, облегающие и включающие зерна кварца и плагиоклаза, располагаются большей частью в параллельном положении. Нередко они имеют резкий плеохроизм от светложелтого по n_p до шоколадно-коричневого по n_r . Случай, когда из слюд присутствует только один биотит, менее обычны. Чаще наблюдается в том или ином количестве мусковит, находящийся в параллельном срастании с биотитом. Встречаются и прослой, представленные только одними мусковитовыми сланцами, в которых биотит занимает подчиненное положение.

На фоне такой слюдисто-кварцево-полевошпатовой массы развиваются крупные порфиробласты граната, переполненные включениями (табл. II, фиг. 2). Выделения граната облекаются струйчатыми «потоками» слюдяных пластинок и во многих случаях замещаются хлоритизованным биотитом по многочисленным трещинкам. Во многих образцах наблюдается заметное содержание бесцветного апатита и зеленого резко плеохроирующего турмалина. Это обстоятельство говорит о возможности того, что в процессах перекристаллизации заметное участие принимали летучие. Неправильные зерна магнетита и эпидота обычно связаны со слюдой и располагаются в шлифе по направлению ее «потоков». В некоторых редких образцах (в мусковитовых сланцах) появляются ставролит и дистен, крупные зерна которых интенсивно замещаются слюдой. Это дает основание предполагать, что в про-

цессе перекристаллизации на ряду с гранатом могли также развиваться ставролит и дистен, позже замещенные смесью мусковита и биотита. Наконец, во многих шлифах встречается роговая обманка в виде крупных, длинно вытянутых порфиробластов, с многочисленными включениями зерен, встречающихся на пути ее роста. Длина таких порфиробластов достигает 6 мм. Цвет роговой обманки — голубовато-синий по n_g и светлый зеленовато-желтый по n_p .

Судя по константам ($2V = -68^\circ$, $Cn_g = 13^\circ$, 15°), эта роговая обманка принадлежит к типу обыкновенных роговых обманок, хотя и с несколько пониженной величиной угла оптических осей.

В виду того, что в породах не сохранилось никаких признаков первоначальной структуры, по которой можно было бы сделать предположение об ее исходной природе, мы сделали анализ наиболее типичного образца. Анализ производился в химической лаборатории Петрографического института аналитиком И. М. Шумило. Результаты анализа приводятся ниже.

Оксиды	Содержание в %	Оксиды	Содержание в %
SiO ₂	63.05	BaO	0.10
TiO ₂	0.68	Na ₂ O	2.12
Al ₂ O ₃	17.28	K ₂ O	3.59
Fe ₂ O ₃	1.34	SO ₃	0.08
FeO	5.95	P ₂ O ₅	следы
MnO	следы	H ₂ O ₋	0.26
MgO	2.16	H ₂ O ₊	2.46
CaO	1.03		

100.1

Согласно Бастену (Bastin, 1909 и 1913), критерием, помогающим различать в химических анализах осадочные породы от изверженных, является превышение содержания MgO над CaO, K₂O — над Na₂O и превышение содержания Al₂O₃ над суммой K₂O, Na₂O и CaO. Этим признакам приводимый анализ отвечает полностью, что дает нам основание предполагать, что описываемые сланцы являются продуктом метаморфизации первоначально осадочного (глинистого) материала.

К первично осадочным же образованиям нами относится и другой член комплекса Кислой губы — диопсидово-амфиболовые породы, переслаивающиеся с биотитовыми сланцами.

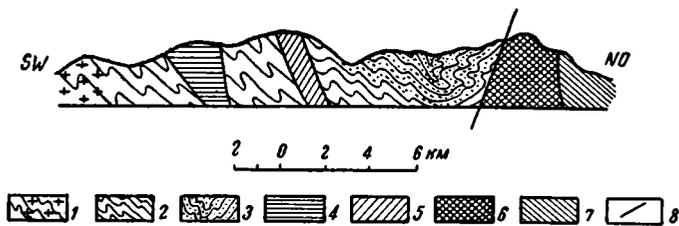
Макроскопически это светлозеленоватые породы с ясно различной тонкой слоистостью. В большинстве образцов структура роговиковая (паналлотриоморфно-зернистая), свидетельствующая о глубокой перекристаллизации. Мелкие зерна, примерно одной величины (0.1—0.3 мм) и неправильных зубчатых очертаний, равномерно распределены по всей площади шлифа. Текстура сланцеватая. В составе преобладают бледнозеленоватые зерна диопсида в ассоциации с плагиоклазом и кварцем. Зеленая роговая обманка присутствует в меньшем количестве; ее зерна находятся иногда в тесном сростании с диопсидом. Известковый шпат присутствует в варьирующих количествах — от 30% и до незначительной примеси. Редкие зерна микроклина.

Как видно из приведенного состава минералов, метаморфизованные породы представляли раньше не чистые известковые осадки, но содержали в своем составе в большом количестве примеси, возможно, вулканического материала, вызвавшие образование диопсида, роговой обманки и кварца. Наиболее вероятно, что это были известковые сланцы, обогащенные MgO, SiO₂ и т. д.

Рассматриваемый комплекс Кислой губы обнаруживает повсеместно резкое смятие, выражающееся в раздавливании, перетирании и перекристаллизации пород, с одновременным богатым развитием вторичной мелкой складчатости. Такая тектоническая зона смятия, отчетливо выделяемая в поле, вызывает предположение о сильных надвиговых явлениях внутри гнейсо-сланцевой толщи на границе со свитой Имандра — Варзуга.

Так как при этом в гнейсо-сланцевой толще в приконтактовой полосе с протерозойской свитой преобладают складки, опрокинутые по преимуществу на север, то естественнее всего предположить, что дислоцированность сланцев связана с движениями, направленными с юга или с юго-запада, при надыге древней архейской глыбы на располагающуюся к северо-востоку от нее более молодую зеленопокаменную свиту Имандра—Варзуга, ближайшие выходы которой отмечены по берегам оз. Имандры и на его островах (см. приложенную карту, фиг. 1). Схематически это можно представить нижеследующим разрезом.

Этот схематический разрез проведен через гнейсо-сланцевую толщу в направлении от оз. Вочеламбины к оз. Имандре. Действительная мощность этого разреза может быть указана здесь только в тех или иных пределах вероятности, вследствие сильной дислоцированности, которой подвергались породы, наличию изоклинальной складчатости и т. д. Все же, руководствуясь намеченным выше изменением литологического состава, можно



Фиг. 4. Схематический разрез через гнейсо-сланцевую толщу в районе Западного Иокостровского полуострова:

1 — олигоклазовые граниты и мигматиты; 2 — гнейсы; 3 — биотитово-гранатовые сланцы и сланцеватые амфиболиты; 4 — пироксениты; 5 — габбро-нориты; 6 — габбро-диабазы; 7 — зеленые сланцы свиты Имандра — Варзуга; 8 — линия надыга.

определить видимую мощность в горизонтальном сечении в 15 км, что при угле падения в 35—40° дает действительную мощность 9 км. Благодаря своему залеганию эта мощная толща гнейсов и сланцев вскрыта на разных горизонтах и обнажает различно метаморфизованные слои. Тем не менее, для петрографического состава всей толщи можно указать некоторые особенности, которые будут являться общими для всего разреза. Главнейшие из этих особенностей следующие.

1. Наиболее распространенная в районе группа биотитовых гнейсов и сланцев отличается постоянным присутствием циркона в хорошо окатанных зернах и известкового шпата. Последний образует иногда крупные выделения неправильной формы, включающие округлые зерна кварца и чешуйки слюды. Для сильно мигматизированных разностей гнейсов нижних горизонтов известковый шпат не характерен. В большом количестве здесь присутствует иногда только эпидот.

2. Полевой шпат во всех разновидностях гнейсов представлен плагиоклазом ряда олигоклаз — андезина. Только в районах, где развиты интрузии микроклиновых гранитов, гнейсы заметно обогащаются микроклином.

По своему генезису гнейсы являются древней сильно метаморфизованной осадочной формацией. Об этом говорит наличие постепенных переходов мигматизированных олигоклазовых гнейсо-гранитов нижних горизонтов в мелкозернистые гнейсы верхних горизонтов, содержащих значительное количество циркона и карбоната, и дальше — в биотитовые осадочные сланцы и другие слоистые породы. Об осадочном происхождении, с другой стороны, говорят и химические анализы (стр. 16).

По возрасту гнейсы занимают наиболее низкое положение в стратиграфической колонке Кольского п-ова и относятся к свионийским образованиям (нижний архей).

Как уже неоднократно отмечалось, гнейсы повсюду перебиты огромным количеством кварцевых жил и прожилок и пронизаны по сланцеватости многочисленными жилами и тонкими инъекциями гранитов и аплитов. Это обстоятельство, наряду с изменением состава самих гнейсов в результате мигматизации, приводит к тому, что нижние горизонты гнейсов могут быть рассматриваемы как предельно смешанные породы, миксто-гнейсы, или «мигматиты». В противоположность этому влияние гранитных инъекций в верхних горизонтах выражено значительно слабее: нигде здесь не встречено гранитных жил, секущих гнейсы и сланцы, и влияние гранитных эманаций проявляется лишь в скаполитизации полевых шпатов, появлении мелких (2—5 см мощности) жилок полевого шпата, в развитии громадного количества граната и в спорадическом появлении турмалина, микроклина и т. д.

Все эти воздействия обусловлены интрузиями по крайней мере двух разновозрастных гранитов: постсвинойского (олигоклазового) и посткарельского (микроклинового). Интрузии этих гранитов проявляются в районе по-разному. Более молодые микроклиновые граниты часто образуют в сланцах послойные инъекции (*lit par lit*), вызывающие появление артеритов, мигматитов и других смешанных пород. На ряду с этим они же образуют и секущие интрузии типа описанного нами на Ельнюне и Ельвяруайвенче (Зап. Иокостровский п-ов). Интрузивный характер этих пород несомненен.

Олигоклазовые гнейсо-граниты пользуются широким распространением и встречаются как большие батолиты среди гнейсовых площадей. Они принадлежат к тем древнейшим гранито-гнейсовым породам, образование которых путем простой интрузии, кажется, объяснить невозможно. Их региональное распространение, бедность их минерализаторами и ряд других признаков говорят за то, что для их образования более применима гипотеза регионального переплавления или региональной гранитизации первично осадочных, пелитовых толщ.

Внутренняя тектоника этих образований мало известна. В нашем районе они встречаются в южных частях, будучи приурочены, как указывалось выше, к ядру антиклинала. Они появляются полосами среди мигматизированных гнейсов и, обладая сами хорошо выраженной гнейсовой текстурой, иногда трудно отличаемы от последних. В составе полевых шпатов этих гранитов преобладает олигоклаз № 20—22 (в симметричной зоне угол погасания 2—3°, в зернах до 3 мм. Микроклин развивается только в швах между зернами плагиоклаза и по трещинкам в породе, являясь, несомненно, вторичным. Это резко отличает данные древние граниты от указанных выше посткарельских гранитов, которые в своей полевошпатовой составной части являются, главным образом, микроклиновыми.

В тесной ассоциации с гнейсами и сланцами повсеместно встречаются многочисленные и разнообразные тела амфиболитов. В эту группу мы включаем все породы, состоящие, главным образом, из плагиоклаза и амфибола и обладающие резкой кристаллобластической структурой. По генезису они распадаются на ряд групп, среди которых можно выделить, во-первых, амфиболиты, представляющие собой, повидимому, метаморфизованные габброидные породы, и, во-вторых, амфиболиты, происшедшие за счет перекристаллизации мандельштейнов. Несколько особняком стоят встречающиеся среди последних описанные выше диопсидово-амфиболовые сланцы, для которых предполагается осадочное происхождение за счет известковых сланцев, загрязненных вулканическим материалом. Увеличение в этих сланцах количества роговой обманки за счет диопсида и известкового шпата иногда приводит к разностям, близким к сланцеватым амфиболитам. Залегают амфиболиты обычно в виде эллипсоидальных тел или пластовых залежей, переслаивающихся или интродуцирующих сланцы и гнейсы и вытянутых в общем согласно с вмещающей их толщей. По масштабу среди них, кроме мелких жил, линз, чечевиц и других неправильных залежей, можно выделить и крупные массивы, резко выделяющиеся в рельефе местности. Такими крупными массивами в описываемом районе являются гора Чок, воз-

вышенности между губами Медвежьей и Щучьей на Вост. Иокостровском п-ове, и обнажения у Верхнего Падуна на р. Умбе. Все они обладают большим сходством состава и сложения, залегают в очень близких по форме таллах и, очевидно, тесно связаны между собою генетически.

Гора Чок является наивысшим пунктом приподнятого урочища Могильного, круто спускающегося к оз. Имандре. Она почти сплошь покрыта лесом, и только вершина ее обнажена. На склонах коренные обнажения редки; на вершине же появляются многочисленные сглаженные грядки полевошпатовых амфиболитов широтного простирания, с падением сланцеватости на север. Кроме этого, значительные обнажения тех же пород появляются только у южного подножия горы, обнажаясь из-под наносов по берегам оз. Имандры.

По внешнему виду амфиболиты — темнозеленые или серо-зеленые породы, с примочками амфибола и белыми зернами полевых шпатов, чаще всего сланцеватого сложения. Сланцеватость иногда выражена очень резко; в этих случаях пятна полевых шпатов вытянуты в прерывистые полосы, амфибол приобретает тонкоиглочатый вид, и породы приближаются по своему облику к гнейсам. Среди амфиболитов наблюдаются редкие случаи обеднения цветной составной частью, вызывающей появление лейкократовых типов, связанных всеми переходами с обычным мезократовым типом амфиболитов.

Под микроскопом даже в слабо рассланцованных разностях наблюдается полная перекристаллизация. Преобладают текстуры полосатые, с обособлением цветных и бесцветных полос. Структуры типично кристаллобластические, иногда — с кучным, иногда — с более равномерным распределением материала. В минералогическом составе преобладают зеленая роговая обманка и основной плагиоклаз. Роговая обманка обычно разрастается в широкие пластины и призмы без конечных граней, с зубчатыми контурами, с включением мелких зерен плагиоклаза и кварца. Цвет роговой обманки зеленый, плеохроизм — от светлозеленого по n_p до голубовато-синего по n_g . В промежутках между выделениями роговой обманки наблюдается мелкозернистый агрегат основного плагиоклаза из ряда лабрадора. Измерение констант плагиоклаза на универсальном столике Федорова дало следующие результаты:

$\{2V\}$	Bn_g	Bn_p	Bn_m	Закон	№
+ 82	86.5	68.5	22	(100)	50

Плагиоклазовые участки испещрены мельчайшими примочками эпидота и цоизита. Довольно многочисленны выделения магнетита. Никаких следов первичной структуры и первичного состава в породах не сохранилось, и восстановить их невозможно. Эти породы секутся жилами почти чистых амфиболитов. Жилы амфиболитов залегают согласно с вмещающей толщей и не отличаются заметной мощностью.

С севера амфиболиты горы Чок ограничены гнейсами, прослеживающимися в виде изолированных грядок в лесу почти до самых возвышенностей Медвежьей губы.

Значительно лучше обнажены горки между губами Медвежьей и Щучьей (на Вост. Иокостровском), занимающие в общей сложности не менее 5—6 км². Коренные обнажения здесь появляются в большом развитии по вершинам широких плато и в береговых обрывах узких долин, рассекающих массив в разных направлениях. Несмотря на это, контакты массива с боковыми породами повсюду закрыты, и трудно что-либо сказать о его форме. Лишь имея в виду, что ось удлинения этого массива, а также развитая в нем сланцеватость совпадают со сланцеватостью боковых пород, можно сказать, что массив представляет вытянутое эллипсоидальное тело, согласно залегающее во вмещающей его толще гнейсов.

Местами среди массива наблюдаются зоны смятия и дробления, настолько сильного, что появляются перетертые и рассланцованные породы и даже

настоящие зеленые сланцы с прекрасно выраженными явлениями микро-складчатости, прорезанные многочисленными кварцевыми жилами. Встречаются и жильные породы, представленные мелкозернистыми амфиболитами, простирающимися в направлении сланцеватости самого вмещающего тела.

В петрографическом отношении массив Медвежьей губы во многом аналогичен полевошпатовым амфиболитам горы Чок, отличаясь в то же время от них некоторыми особенностями. Это касается, прежде всего, его неоднородности, вследствие которой создается впечатление большой пестроты петрографического состава, что, может быть, отражает до некоторой степени первоначальное неоднородное строение массива. Для иллюстрации укажем, например, что мезократовые разности метагаббро, залегающие в основании массива, сменяются дальше вверх почти чистыми лейкократовыми типами, прослеживающимися в виде хорошо выраженного горизонта. Эти последние, в свою очередь, через светлые метагаббро переходят дальше в темные разности, совершенно лишенные плагиоклазов и состоящие исключительно из одной зеленой роговой обманки. Такие разности широко развиты, например, на склонах к Щучьей губе.

Участками среди этих темных разностей амфиболита были встречены места с незначительным пирротиновым оруденением. Кроме пирротина, обычно присутствует в большом количестве мелко вкрапленный магнетит. Надо отметить, что таких участков немного и вкрапленность пирротина в них незначительная.

Для массива Медвежьей губы, кроме этого, характерна еще резкая соскюритизация пород с накоплением значительного количества эпидота и соскюрита (эпидотовые амфиболиты) и с образованием вторичного альбита. Макроскопически мезократовые амфиболиты обладают габброидным обликом. Довольно обычны мезократовые разности, состоящие из белых зерен плагиоклаза и столбчатых выделений зеленой роговой обманки. Нередка сланцеватая текстура.

Под микроскопом некоторые образцы обнаруживают ясно изверженное происхождение. В этих случаях породы близко напоминают габбро: крупные изометричные зерна соскюритизованных плагиоклазов (3—4 мм) чередуются с многочисленными зернами зеленого амфибола. У амфибола резкий плеохроизм от желто-зеленых тонов по n_p до голубовато-синих по n_g .

Плагиоклаз (альбит) — в тонких двойниках, иногда обнаруживает структуру шахматного альбита. Призмы его чаще всего испещрены мелкими кристалликами эпидота и цоизита. В некоторых случаях место плагиоклаза целиком занято эпидотом и мелкие зерна альбита встречаются только в промежутках между крупными зернами. Роговая обманка в свою очередь нередко изъедена, замещается хлоритом и имеет ситовидное строение. Обычно же в этих случаях с нею ассоциируются кварц и мелкочешуйчатый желтый биотит. Кварц занимает также и интерстициальное положение, образуя крупные выделения или мозаику мелких зерен. К этому примешивается часто кальцит, развивающийся иногда в больших количествах. Из второстепенных минералов отметим апатит, образующий крупные зерна и столбчатые кристаллы, и ильменит, окруженный каймой лейкоксена. В некоторых образцах в довольно большом количестве отмечен магнетит.

В других случаях изверженный характер породы менее ясен. Роговая обманка значительно разрастается количественно; форма ее зерен неправильная, с волокнистыми окончаниями по краям. Промежутки между нею занимает альбит, претерпевший перегруппировку и перекристаллизацию. Встречающийся в некоторых образцах мелко мозаичный кварц заполняет швы между зернами альбита.

Лейкократовые типы амфиболитов состоят почти нацело из зерен полевого шпата, ограниченного прекрасными плоскостями спайности. На плоскостях спайности — двойниковая штриховка. Цвет полевого шпата белый или серый. Небольшими выделениями среди полевого шпата — цветные компоненты.

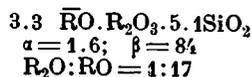
Под микроскопом структура призматическая; главная масса породы со-

стоит из призм (от 3 до 9 мм) альбитизованного плагиоклаза, образующего чаще всего тонкие полисинтетические двойники по альбитовому закону. В одних образцах они довольно чистые и прозрачные, в других — все зерна испещрены цоизитом с примесью мелких чешуек биотита. В стыках плагиоклаза с канадским бальзамом неизменно обнаруживается более низкое светопреломление плагиоклаза по отношению к бальзаму, что свидетельствует о принадлежности плагиоклаза к почти чистому альбиту. В швах между призмами альбита располагаются мелкие зерна эпидота, биотита, хлорита, кальцита и других вторичных продуктов. В более редких образцах к этой ассоциации примешиваются призмочки обыкновенной роговой обманки.

Полевошпатовые амфиболиты Верхнего Падуна на р. Умбе дают ряд прекрасных обнажений по обеим сторонам реки. Массив по краям, а участками и в центральных частях, сильно рассланцован и превращен по зонам смятия в хлоритовые сланцы. Падение сланцеватости $NO\ 30^\circ \angle 40^\circ$. По сланцеватости нередко вытягиваются жилы чистого белого кварца. Сами образцы амфиболитов также показывают кристаллизационную слоистость с чередованием полос темных, сложенных роговой обманкой, и белых, сложенных плагиоклазом. Под микроскопом породы состоят, главным образом, из пластин бледно окрашенной зеленой роговой обманки тонковолокнистого строения. Структура типично кристаллобластическая. Местами роговая обманка интенсивно замещается биотитом. В промежутках между призмами амфибола располагаются неправильные зерна плагиоклаза. Последние, иногда чистые, обнаруживают двойниковое строение. По углам погасания в сечениях $\perp PM$ ($30-32^\circ$) плагиоклаз показывает принадлежность к ряду лабрадора (№ 54—56). В некоторых случаях зерна плагиоклаза испещрены мелкими, длиннопризматическими кристалликами цоизита с очень низкими синевато-серыми цветами интерференции. Кроме амфибола и плагиоклаза, следует отметить многочисленные выделения магнетита.

Описанные здесь амфиболиты горы Чок, Медвежьей губы и Верхнего Падуна являются полными аналогами многочисленных массивов полевошпатовых амфиболитов, рассеянных среди гнейсовой толщи по западному берегу оз. Имандры. К ним принадлежат массивы Чуолмуайва, Соптяврьюайва, тундры Ягельная, Девичья, Корилухтуайв и др. Их количественно-минералогический состав сильно колеблется вследствие явлений перекристаллизации и вторичного обогащения пород минералами, возникшими в процессе метаморфизма. Наши подсчеты показали, что количество роговой обманки в них колеблется от 21 до 78%, а количество плагиоклаза — от 17 до 77%. Химическая характеристика показывает принадлежность их к габброидному типу. Для иллюстрации нами ниже приводится химический анализ полевошпатового амфиболита с Девичьей тундры, опубликованный Б. М. Куплетским в работе о Чуна-тундре (1933):

Компоненты	Содержание в %	Привед. к 100%	Эквиваленты	
SiO ₂	52.13	52.54	0.8748	} 0.8795
TiO ₂	0.30	0.30	0.0047	
Al ₂ O ₃	16.80	16.95	0.1663	} 0.1709
Fe ₂ O ₃	0.56	0.56	0.0035	
Cr ₂ O ₃	0.16	0.16	0.0011	} 0.5360
FeO	5.35	5.40	0.0752	
MnO	0.06	0.06	0.0009	} 0.5678
MgO	9.74	9.83	0.2438	
CaO	12.03	12.12	0.2161	} 0.0318
BaO	—	—	—	
Na ₂ O	1.76	1.76	0.0248	} 0.0318
K ₂ O	0.32	0.32	0.0034	
P ₂ O ₅	0.04			
FeS ₂	0.06			
П. п. п.	0.93			
	100.24	100		



Из магматической формулы следует, что состав амфиболита очень близок к габбро, если иметь в виду, что пределы коэффициентов RO и a для русских габбро устанавливаются соответственно 2 — 3.5 и 1.6 — 1.35 (Левинсон-Лессинг). В анализе обращает внимание лишь низкое содержание щелочей по сравнению с одноокисями двувалентных металлов.

К амфиболитам, происшедшим за счет метаморфизации эффузивных пород, мы относим сланцеватые амфиболиты и амфиболит-манделъштейны побережья Кислой губы.

Макроскопически это породы темнозеленого цвета. Резкая сланцеватая текстура: нередко миндалекаменное сложение. Под микроскопом при этом можно видеть крупные миндалины, выполненные либо кальцитом, либо имеющие более сложный состав (эпидот, роговая обманка, биотит, плагиоклаз). Нередко центр миндалины выполнен эпидотом. Размер миндалины 4—5 мм в диаметре. Остальная масса в породе сложена мелкими зернами кварца и плагиоклаза (не кислее андезина), на фоне которых развиваются многочисленные тонкие, до 1 мм в длину, перепутанные призмочки зеленой роговой обманки. Магнетит, изредка эпидот.

В большинстве случаев миндалины отсутствуют, и порода представляет кристаллобластический агрегат из зерен зеленой роговой обманки, плагиоклаза и кварца. Структура нематобластическая. Свежесть пород, на ряду с развитой среди них мелкой пloidчатостью, видимой даже под микроскопом, свидетельствует о том, что складкообразование сопровождалось перекристаллизацией, уничтожившей все следы катаклаза. Формы зерен роговой обманки разнообразны: то она развивается в виде узких столбиков и призм, разрастающихся под углом друг к другу на фоне кварцево-полевошпатовой массы, то, в других случаях, мы наблюдаем одиночные крупные кристаллы, вытянутые по оси C . Срастание таких кристаллов, облекающих другие минералы, образует структуры, мало отличимые от типичных структур полевошпатовых амфиболитов. Плагиоклаз иногда серицитизирован. В некоторых случаях отмечено присутствие среди зерен полевого шпата микроклина. Чешуйки биотита встречаются спорадически, заполняя промежутки между призмами роговой обманки.

СВИТА ИМАНДРА—ВАРЗУГА

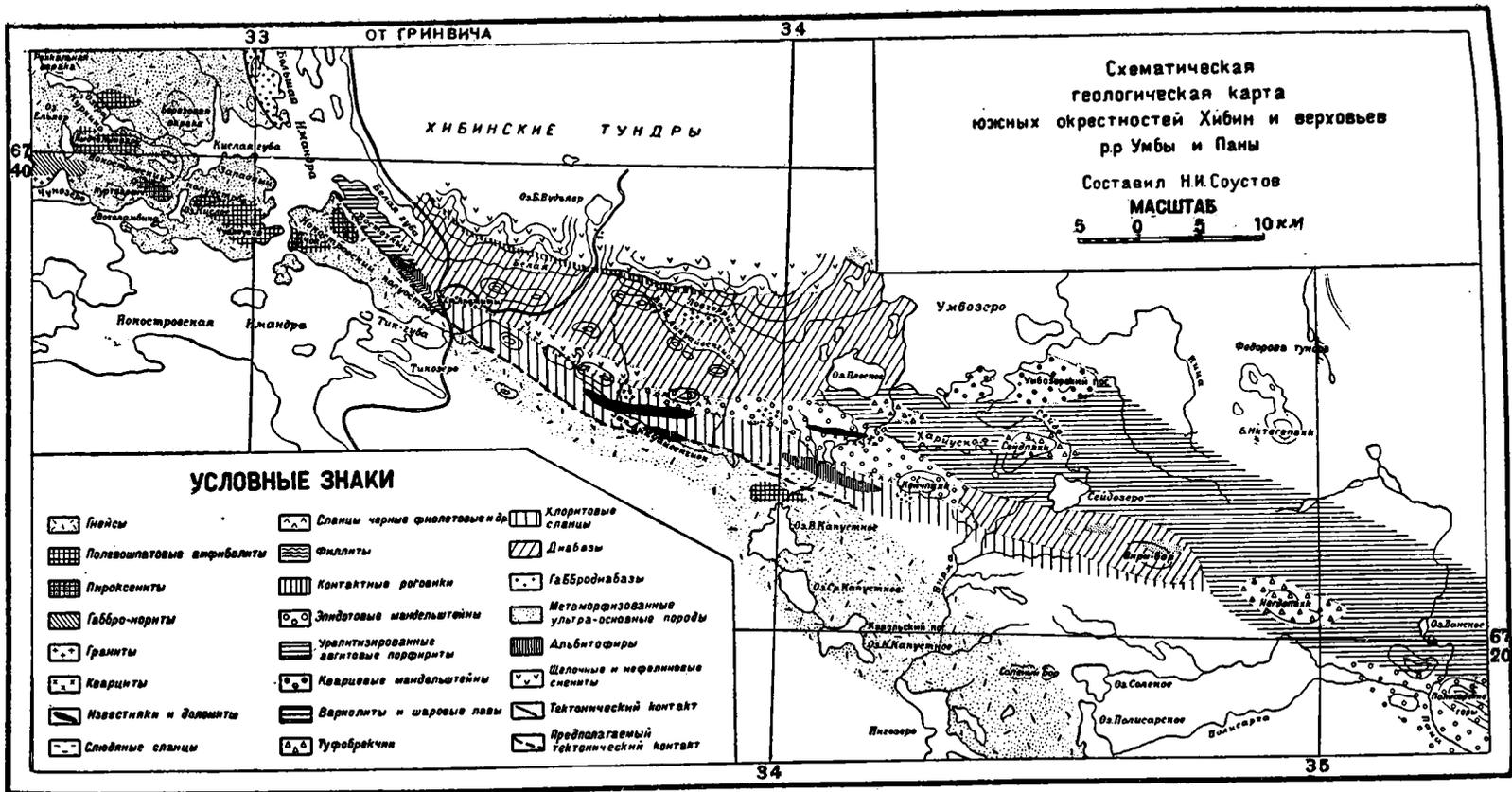
Распространение, стратиграфия и тектоника

Зеленокаменная свита Имандра—Варзуга является сложной вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из серии метаморфизованных изверженных пород, перемежающихся с нормально осадочными породами. Изверженные породы, входящие в состав этой толщи, состоят из разнообразных представителей диабазового семейства, тесно связанных между собой генетически. Большинство их представлено эффузивными разностями (лавовые потоки, переслаивающиеся с туфами и брекчиями). Среди лав встречаются подушечные структуры, хотя для нашего района они не являются распространенными.

В минералогическом отношении эффузивные разности характеризуются постоянным присутствием альбита, а в химическом — богатым содержанием окиси натрия.

Среди эффузивов встречаются дайки и интрузивные штоки нормальных (сосюртитизированных) диабазов, альбитизированных диабазов, метагаббро и пироксенитов. На ряду с этим встречаются и кислые породы, представленные кварцевыми альбитофирами.

Подобная ассоциация разнообразных пород целиком отвечает тому, что со времен Дьюи и Флетта (Dewey, Flett, 1911) принято называть спилитовой свитой. Геологическое положение этих пород, ассоциация их с морскими осадками, появление среди них шаровых лав (которые в большинстве



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта южных окрестностей Хибин и верховьев рр. Умбы и Паны.

известных случаев обнаруживают подводное происхождение и только в очень редких — субаэральное) позволяет рассматривать их частью как сильно метаморфизованные и рассланцованные основные эффузии и частью как габиссальные интрузии, связанные по условиям своего образования с подводной вулканической деятельностью в условиях геосинклинального погружения.

Осадочные породы, залегающие среди этих основных интрузий и метаморфизованных лав, обычно тесно переслаиваются с ними и составляют вместе с изверженными породами единую формацию, образование которой мыслимо как результат вулканической деятельности, происходившей одновременно с отложением осадков.

Территориальное распространение разных групп пород на изученной площади схематически представлено на карте (фиг. 5). Мы видим, что непосредственно к югу от Хибинского щелочного массива, опоясывая его тонким кольцом, идет полоса роговиков, с прослоями графитовых сланцев, мощностью не свыше 200—300 м. Роговики темносерые, иногда полосчатые, очень плотного сложения, при наблюдении под микроскопом в шлифе показывают типичную роговиковую структуру и минералогический состав, нацело состоящий из новообразований. Эти роговики описывались рядом авторов, занимавшихся изучением краевых зон Хибинского щелочного плутона, а новейшие исследования Егоровой и др., посвященные специальному изучению контактов западного склона Хибин, установили, что роговики являются результатом контактной метаморфизации частично зеленокаменных, частично осадочных пород. Роговики обычно содержат неправильную вкрапленность и прожилки пирротина. В некоторых случаях пирротин густо импрегнирует породу и образует самостоятельные линзы и крупные залежи, приуроченные к зоне контакта зеленокаменных пород с нефелиновыми сиенитами. Изучение их в 1932—1934 гг. занимались геологи треста «Апатит» С. В. Константов и И. И. Соболев, которые в результате детальной разведки установили наличие значительного количества рудных тел пирротина, представляющих неправильные линзообразные залежи непостоянной мощности, с частыми раздувами и перегибами. Приводимые ниже данные о залегании рудных тел составлены по материалам указанных авторов.

Разведке подверглись два района, примыкающие непосредственно к Хибинскому массиву: восточный, расположенный по южному склону Ловчорра, и западный — у 4-го километра грунтовой дороги от ст. Апатиты к г. Кировску.

Пирротин в небольшом количестве распространен повсеместно, во всей серии контактных роговиков и метаморфизованных зеленых сланцев. Но сколько-нибудь значительные скопления его приурочены, однако, к вполне определенным породам (роговикам, углисто-глинистым и другим сланцам), образуя линзообразные залежи, ориентированные согласно с вмещающими породами.

Зона оруденения достигает местами мощности в 10 м; мощность собственно рудных полос колеблется от 1.5—до 5 м, при простирании от нескольких десятков метров до 1500 м. Мощность по падению мало меняется, и, как показали разведочные скважины на планшете III Восточного района, на глубине 46—48 и 75 м встречено оруденение лишь с небольшим изменением мощности против видимой на поверхности. Лишь некоторые скважины обнаружили значительное увеличение мощности на глубине.

Пирротин в рудах представлен двумя генерациями: первая — тонкозернистый пирротин образует мельчайшую вкрапленность в пустой породе; вторая — крупнозернистый пирротин с ясно выраженным кристаллическим габитусом, с обычным размером зерен 1—2 мм и в некоторых случаях 5—7 мм, заполняет трещинки в пустой породе, образуя брекчиевидную руду. Кроме того, авторы различают по текстуре полосчатую и сетчатую разновидности руд, которые приурочены исключительно к углисто-глинистым сланцам.

Особенности тех или иных текстур хорошо видны только на отполированных поверхностях.

В отношении генезиса пирротиновых залежей С. В. Константов и И. И. Соболев не высказывают определенного мнения, предполагая, что первоисточником серы и сульфидов могли быть как изверженные, так и осадочные породы. Все особенности руд объясняются, по их мнению, наложением двух процессов, связанных с седиментацией (массовая сульфидизация, пропыленность пород мельчайшим пирротином, аналогично угольным осадкам) и извержением (обособление сульфидов в основных породах в виде концентрированных расплавов и вынос их в условиях сильного давления в боковые породы). Присутствие в пирротине Ni и Co указывает на связь образования с основной магмой.

В пределах нашего района роговики обнажаются в разных местах по контакту с щелочными породами и повсюду имеют юго-западное падение. Укажем следующие замеры: 1) западный конец Пирротинового ущелья: обнажение серых тонкоплитчатых кремнистых сланцев пад. $240^\circ \angle 47^\circ$; 2) восточный конец Пирротинового ущелья: обнажения графитизованных кремнистых сланцев пад. $234^\circ \angle 30^\circ$, $244^\circ \angle 34^\circ$ и т. д. Только в некоторых местах, очевидно в связи с местными нарушениями и перемещениями, наблюдаются отклонения от этого и залегание пород становится неустойчивым.

Так, против штольни Пирротинового ущелья в искусственной выработке обнажены кремнистые сланцы с пад. $75^\circ \angle 70^\circ$. Хорошие обнажения кремнистых сланцев можно наблюдать по склонам Пирротинового ущелья; то же — с графитизованными прослоями, в верхнем течении р. Ловчорриока и затем значительно западнее этих мест, на 4-ом километре шоссе на Кировск, к северу от р. Белой.

К югу от этой полосы кремнистых сланцев и роговиков начинается широкое развитие плотных метадиабазов с подчиненным содержанием порфиритов и мандельштейнов. Среди них в согласном залегании, встречаются более или менее мощные жилы и штоки зернистых габбро-диабазов. Все эти породы дают хорошие обнажения по высоким валам между р. Белой и ж.-д. веткой ст. Апатиты — Титан Кировской ж. д. (см. фиг. 5). Таких вараков несколько: они вытянуты по одной линии и образуют цепь, уходящую за ж.-д. полотно к востоку от ст. Титан. В ряде мест эта цепь прорезается ручьями и речками, берущими свое начало с возвышенных мест Хибинских тундр. В речных долинах и ущельях, образующихся таким образом, сплошной стеной обнажаются крупные угловатые глыбы метадиабазов, разбитые неправильными трещинами отдельности. Такие обнажения наблюдаются, например, в долине ручья, пересекающего ж.-д. линию на 7-ом километре от ст. Апатиты.

Крупные обнажения рассланцованных диабазов с мощными внедрениями в них габбро-диабазовых жил встречаются, кроме того, почти у самой ст. Апатиты, в расстоянии 200—300 м к востоку от нее. Все породы здесь интенсивно перематы, причем и сами габбро-диабазы местами совершенно рассланцованы и залегают согласно со всей остальной толщей. Падение пород здесь почти вертикальное, с незначительным отклонением на юг или на север.

Те же метадиабазы и подчиненные им породы слагают гору Айкуайвенч, к востоку от ж.-д. линии, где, кроме того, как мы уже указывали в свое время (Сустов, 1935), метадиабазами сложен ряд вараков, протягивающихся двумя параллельными цепями до р. Умбы и дальше на восток. Примерами их являются невысокие вараки по обе стороны от Умбозерской грунтовой дороги и др. Наконец, в Заумбинском районе метадиабазами сложена широтно вытянутая цепь вараков Вирм-бора.

Метадиабазы Вирм-бора так же, как и в других местах, секутся штоками и жилами габбро-диабазов. Но, кроме этого, здесь же были обнаружены метаморфизованные ультраосновные породы, выходы которых в свите

Имандра — Варзуга еще мало известны. По имеющимся пока данным аналогичные породы, судя по описанию, были отмечены работниками Ленинградского геолого-разведочного треста для восточного побережья оз. Имандры среди шаровых лав и измененных диабазовых пород (Ожинский, 1936) и на Полисарских горах среди порфиритов (Полканов, 1936). Кроме этого, есть указания Мурзаева (неопубликованный отчет 1933 г.) на присутствие аналогичных пород на горе Сейдпахк. Наши поиски на горе Сейдпахк в этом направлении не увенчались успехом; вместо этого, как уже сказано, были обнаружены значительные выходы метаморфизованных ультраосновных пород на вараках Вирм-бора к юго-востоку от Сейдозера. Выходы эти изолированы среди четвертичных наносов и не позволяют установить более точно геологического положения этих пород. Площадь каждого отдельного выхода равняется нескольким сотням квадратных метров. Поскольку они разбросаны в недалеком расстоянии друг от друга, возможно, что эти выходы являются отдельными пятнами одного большого интрузивного тела.

Находки таких метаморфизованных ультраосновных пород имеют интерес потому, что эти породы во многом аналогичны милонитизированным пироксенитам Монче-тундры, описанным в свое время В. М. Куплетским (1935). Если бы их аналогия с этими милонитизированными пироксенитами в дальнейшем подтвердилась, это могло бы пролить некоторый свет на возрастное положение группы основных интрузий Федоровой и Монче-тундр.

Во всех описанных случаях метадиабазы являются преобладающими членами среди остальных зеленокаменных пород, хотя на ряду с этим здесь же встречаются различные хлоритовые и актинолитовые сланцы и порфиритовые породы. Метадиабазы образуют в них густую сеть пластовых залежей различной мощности, инфицировавших эти сланцы по сланцеватости. В силу большой своей сопротивляемости они во многих случаях отпрепарированы эрозией и выделяются в виде выступающих возвышенностей в рельефе местностей, в то время как углубления между ними заполнены моренным покровом, скрывающим от взора наблюдателя осадочные породы или трещиноватые зеленые сланцы.

По направлению на юг метадиабазы уступают свое место зеленым альбито-хлоритовым и хлорито-актинолитовым сланцам, приобретающим в пограничной зоне с гнейсами доминирующее положение. Жилы и штоки метадиабазов и габбро-диабазов встречаются среди них значительно реже и не отличаются, за исключением единичных случаев, большой мощностью. Большая часть сланцев, судя по образцам с сохранившейся реликтовой структурой, образовалась за счет мелкозернистых эффузивных диабазов и мандельштейнов, переходы к которым во многих случаях наблюдаются непосредственно и в поле.

Северную границу распространения хлоритовых сланцев хорошо наблюдать на р. Западный Айкуайвенчик в расстоянии 200—300 м к югу от массива щелочных и нефелиновых сиенитов, открытого нашими работами в 1934 г. (Соустов, 1934). Река прорезает здесь глубокие ущелья и вскрывает коренные обнажения на большую глубину. Непрерывная полоса альбитово-хлоритовых сланцев, начинающаяся здесь, имеет почти вертикальное падение и широтное простирание. Она хорошо прослеживается в обе стороны от реки, доходя на западе до ст. Апатиты и на востоке — до р. Умбы. Альбитово-хлоритовыми сланцами, в частности, сложена вторая цепь высоких варак, намечающаяся вслед за болотистым понижением к югу от ж.-д. ветки Апатиты — Титан Кировской ж. д. Залегание хлоритовых сланцев повсюду очень выдержанное. Падение их обычно на север, крутое (с опрокидыванием на юг) у северной границы их распространения и более пологое на юге. Так, передвигаясь от северной границы сланцев по направлению на юг, вниз по р. Западный Айкуайвенчик, имеем: у границы пад. ЮЗ $190^\circ \angle 75^\circ$, немного ниже — ЮЗ $200^\circ \angle 85^\circ$ и ЮЗ $200^\circ \angle 90^\circ$, затем дальше, в 500 м от предыдущего, СВ $10^\circ \angle 75-80^\circ$, в 1 км — СВ $10^\circ \angle 65^\circ$, в 2 км — СВ

12° / 35° и т. д. Эти наблюдения указывают на веерообразный характер складчатости в свите Имандра—Варзуга, что подтверждалось неоднократными наблюдениями на разных участках (Соустов, 1935). Дальше, вниз по р. Западный Айкуайвенчик, распространение альбитово-хлоритовых сланцев ограничивается альбитофирами и гнейсами: вследствие широкого развития заболоченных участков в этих сильно пониженных местах нигде не удается наблюдать непосредственного контакта между ними. Минимальное расстояние между коренными обнажениями сланцев и гнейсов по крайней мере 2—3 км.

Общее распространение хлоритовых сланцев в южной половине можно охарактеризовать как чрезвычайно широкое. Кроме указанных мест, хорошие обнажения их можно наблюдать, например, по течению р. Восточный



Фиг. 6. Островский порог на р. Умбе.

Айкуайвенчик, где их коренные выходы совсем близко подходят к выходам гнейсов. Подобные же прекрасные обнажения встречаются по р. Безымянной, прорезающей на своем пути известняковую толщу и впадающей в Зап. Айкуайвенчик у излучины реки. Ближе к ст. Апатиты такие же хорошие коренные обнажения хлоритовых сланцев встречаются по высоким варакам к югу от ж.-д. ветки. Нет хороших данных относительно продолжения этой полосы — диабазов и зеленых сланцев — дальше на запад, по Вост. Иок-островскому п-ову, так как в этой части коренные обнажения особенно редки. Многочисленные же обнажения зеленокаменных пород на грунтовой дороге Апатиты — Щучья губа представлены слабо сланцеватыми вариолитами и, вероятно, измененными шаровыми лавами, близко напоминающими аналогичные породы с западного склона Хибин. Что же касается распространения зеленых сланцев за р. Умбу, то нужно отметить, что хорошие обнажения их встречены к юго-западу от горы Кейчапх и по южным склонам Верм-бора. Дальше к востоку они никак не могли быть прослежены в виду сильной заболоченности района р. Полисарки и оз. Соленого.

Не меньшим распространением, чем диабазы, габбро-диабазы и зеленые сланцы, пользуются в районе и породы явно эффузивного облика. К ним относятся: пирокластические продукты (вулканические туфобрекчии и агломераты с остатками перлитовых структур в массе цемента), пузыристые лавы и мандельштейны, уралитизированные авгитовые порфириды и др. Главная область их распространения — восточная часть района, где ими сложены, в частности, наиболее заметные местные возвышенности: Сейдпахк, Негдепахк и Полисарские горы.

Среди этих пород вулканические туфобрекчии и агломераты образуют

один горизонт, протягивающийся с перерывами от горы Негдепахк через Сейдпахк и до Островского порога на р. Умбе. В большинстве случаев туфобрекчии представляют угловатые обломки порфиритов и мандельштейнов, размером от мелкого ореха до 20—30 см в поперечнике, заключенные в массу туфа (фиг. 6, 7, 8) или цементируемые той же магмой, верхней плаковой коркой которой они, повидимому, являлись. Мощность этого горизонта туфобрекчий колеблющаяся; наибольшая видимая мощность его отмечена на горе Негдепахк, где она достигает нескольких десятков метров, если судить только по обнаженной части склона. К востоку от горы Негдепахк те же туфобрекчии были отмечены на нескольких вараках на пути к Полисарским горам. Здесь они частично рассланцованы. Падение сланцеватости $240^\circ \angle 85$.



Фиг. 7. Коренное обнажение туфобрекчий у Островского порога.

С брекчиями и туфами тесно связаны по своему распространению уралитизированные авгитовые порфириты, плагиоклазовые порфириты и мандельштейны. Первые широко развиты на горе Сейдпахк, отчасти на горе Кейчпахк, на вараках к северу от горы Негдепахк, на вараках, встречающихся на пути к Полисарским горам, и в целом ряде других мест.

Эпидотовые и хлоритовые мандельштейны и плагиоклазовые порфириты слагают Полисарские горы, северный склон горы Кейчпахк и протягиваются дальше к р. Умбе, где дают обнажения по обоим берегам реки и на горках к югу от Умбозерской грунтовой дороги.

Биотитизированные кварцевые мандельштейны появляются у Умбозерского лопарского погоста на восточном берегу Умбозера, по границе с предполагаемым распространением гранито-гнейсовой толщи, близостью которой, повидимому, и объясняется резкое обогащение мандельштейнов биотитом. Наконец, хотя и в подчиненном количестве, среди эффузивных пород встречаются вариолиты. Они слагают северо-западную часть Восточного Иок-островского п-ова, где их обнажения можно хорошо наблюдать на грунтовой дороге от ст. Апатиты к Щучьей губе, между 1—7-ым километрами от Щучьей губы. Что же касается шаровых лав, то их типичных представителей нигде не было встречено при наших маршрутах, хотя, как известно, за пределами нашего района, на восточном берегу оз. Имандры, они уже давно были отмечены Полкановым (1923) и впоследствии описаны Ожинским (1936).

Несмотря на то, что все описанные выше члены зеленокаменных пород принадлежат по возрасту к одной и той же эруптивной серии, относительный возраст их в пределах этой серии устанавливается довольно определенно. Наиболее древними из них, очевидно, являются всевозможные эффузивные их представители, излияния которых происходили еще в период седиментации в форме поверхностных или подводных потоков базальтовых лав. За счет их при метаморфизации в значительной степени образовались хлоритовые сланцы южной окраины района, и ими же занята большая часть территории восточной половины района, сложенная различными туфами, порфиридами и мандельштейнами. Значительное территориальное распространение этих пород свидетельствует о широкой и интенсивной вулканической деятельности. Излияния лав происходили в несколько фаз, отделенных промежутками спокойной седиментации: метаморфизованные лавовые породы встречаются во всех горизонтах нормального разреза.

Метадиабазы и габбро-диабазы, залегающие в вулканогенно-осадочной толще в виде штоков и жил гипабиссального характера или в виде крупных интрузивных тел, являющихся образованиями более молодыми и, повидимому, принадлежат к двум интрузивным фазам.

Хаузен (Hausen, 1936), при описании очень близкой формации The North-Bothnian Down fold, выделяет среди зеленокаменных пород, кроме поверхностных лав, два типа интрузивных пород: уралитовые диабазы, амфиболиты, с одной стороны, и уралитовые (также пироксеновые) габбро — с другой. Первые имеют гипабиссальный характер и инфицировали осадочную серию во время горообразовательных движений. Они играют, по Хаузену, в карельских горных цепях роль, сходную с офиолитами Альп. Уралитизация их является результатом стресса, в то время как полная перекристаллизация (амфиболитизация) связывается автором с воздействием более поздних инъекций гранита. Вторая группа — пироксеновых и уралитовых габбро — относится автором к посткинematическим образованиям, застывшим при более глубоких условиях. Они образуют крупные интрузивные тела, устойчивые по отношению к эрозии, мало затронуты стрессом и, повидимому, приурочены чаще всего к ослабленным зонам. Эта схема Хаузена близко согласуется с тем, что наблюдается и в исследованном районе. Кроме пластовых залежей диабазы, залегающих в вулканогенно-осадочной толще и обычно сильно затронутых стрессом, альбитизованных и перекристаллизованных, здесь наблюдается ряд крупных интрузий метагаббро, сохранивших свой массивный габитус и первоначальную структуру (гора Перькварь у Кислой губы оз. Имандры). Явлений катаклаза в них почти



Фиг. 8. Штуф туфобрекчии, $\frac{2}{3}$ натур. величины.

не отмечено. Если принять, таким образом, эту схему, то можно разделить весь эруптивный цикл на три отдельные фазы.

1. Вулканическая деятельность, связанная с нормальной седиментацией: пирокластические продукты, амигдалоидные лавы, эффузивные диабазы.

2. Вулканическая деятельность, связанная с горообразовательными движениями: интрузивные диабазы.

3. Вулканическая деятельность, связанная с посторогенными разломами: метагаббро, габбро-диабазы, ультраосновные интрузии (?).

Осадочные породы, заключенные в зеленокаменной толще, представлены слюдяными сланцами, кварцитами, доломитами и известняками, филлитами и др. Их распространение можно видеть на карте (фиг. 5). Общей их особенностью является то, что они обычно образуют прослой и пачки, согласно залегающие во включающей их толще зеленокаменных пород. В некоторых случаях мощность их значительна, как, например, мощность хлоритово-мусковитовых сланцев у Верхнего Капустного оз., филлитов на Вост. Иок-островском п-ове или известняков в районе ст. Титан. В других случаях они образуют тонкие, быстро выклинивающиеся пачки и линзы, тесно перемежающиеся с зеленокаменными породами.

В настоящее время путем сопоставления значительного количества уже накопленного фактического материала можно с достаточной полнотой изобразить стратиграфический разрез всей сложной вулканогенно-осадочной толщи, который в главных чертах уже хорошо выяснен, хотя и не может считаться окончательно установленным. Проведившиеся за последнее время детальные работы на месторождениях кварцитов и известняков, а также дальнейшие поиски в этом направлении могут внести в этот разрез существенные коррективы. Но уже и теперь можно указать на близкое сходство свиты Имандра — Варзуга с хорошо изученным разрезом карельской формации, даваемым различными исследователями Финляндии и советской Карелии (см. стр. 32). Составленный нами разрез для западной части свиты Имандра — Варзуга приводится нами ниже.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СВИТЫ ИМАНДРА — ВАРЗУГА (СВЕРХУ ВНИЗ)

1. Шаровые лавы, вариолиты, порфириды.
2. Метаморфизованные углистые сланцы; роговики, частью изверженного, частью осадочного происхождения.
3. Уралитовые порфириды, туфобрекчии, агломераты. Мандельштейны.
4. Мелкочешуйчатые частично графитизированные серицитовые сланцы (филлиты). Доломиты и известняки.
5. Мандельштейны.
Хлоритово-актинолитовые сланцы.
Альбитово-хлоритовые сланцы.
6. Слюдяные сланцы с прослоями кварцитов и кварцито-песчаников.

Как можно видеть из этого разреза, в основании его залегает горизонт слабо метаморфизованных хлоритово-мусковитовых и эпидотосодержащих мусковитово-биотитовых сланцев. Главная область развития последних — р. Умба, выше Верхнего Падуна. Сланцы обнажаются здесь по обоим берегам реки в виде невысоких гребешков или развалов широких плоских плит на протяжении не менее 1.5—2 км с пад. СВ 15°, \angle 55. Примерная их мощность, таким образом, 1—1.5 км. Сланцы отличаются большим содержанием кварца, который располагается в виде полосок, чередующихся с полосами хлорита и мусковита. В некоторых случаях наблюдается первоначальная слоистость, параллельная сланцеватости. В главной своей массе сланцы представляют метаморфизованные песчаники и кварцито-песчаники.

На р. Умбе, ниже Островского порога, в сходных сланцах заключено несколько линз кварцитов. Их мощность определить затруднительно, поскольку они обнажаются не в коренном залегании, а только в виде крупных развалов угловатых обломков серого кварцита и песчаника. Широкое их распространение и угловатый вид обломков позволяют считать их за россыпи

in situ. Эти кварциты и включающие их сланцы очень близки аналогичным породам с Риж-губы оз. Имандры, открытым работами треста «Североникель» в 1936 г.

Стратиграфически выше кварцитов и сланцев залегает более выдержанный горизонт известняков и доломитов, прослеженный довольно детально на протяжении нескольких километров. Первые находки известняка на р. Умбе отмечены были нами еще в 1933 г., промышленные же их залежи открыты в следующем году на р. Зап. Айкуайвенчик, в 10 км на юго-восток от ст. Титан ж.-д. ветки Апатиты — Кировск. Здесь известняки и доломиты образуют прослой, согласно залегающие со всей вмещающей их толщей альбитово-хлоритовых сланцев. Видимая их мощность по выходам 30—40 м, пад. СВ 10° \angle 40—50°. Известняки перебиты огромным количеством трещин, выполненных тонкими кварцевыми жилками.

В том же 1934 г. поиски от этого места по простиранию обнаружили известняки еще в двух местах к западу, которые вместе с прежним составили полосу не менее 4—5 км длины. Начавшиеся после этого детальные разведочные работы треста «Апатит» позволили протянуть полосу известняков значительно дальше на восток и уточнить их мощность. Разведанная мощность в настоящее время определяется в 500 м, причем нижние горизонты этой толщи сложены известняками, а верхние — доломитизованными известняками и доломитами. Запасы этих карбонатных пород, практически не ограниченные, лимитируются во многих отношениях сравнительно низким качеством известняков, которые содержат значительное количество нерастворимого остатка. Кроме того, известняки и доломиты сильно загрязнены от постоянной перемежаемости с тонкими прослоями зеленых сланцев. В верхних горизонтах к этому примешиваются еще и пачки черных, фиолетовых и других мелкочешуйчатых сланцев, которые образуют в известняках тонкие прослойчики и пропласточки.

Появление этих мергелистых прослоев в чистых до того известняках отмечает начало изменения в характере образования осадков. Дальше вверх мощность этих прослоев увеличивается и достигает в некоторых случаях десятков метров. Такие отношения можно наблюдать, например, в разрезах разведочных канав на известковых разработках. Здесь выше известняков появляются пачки разнообразных шелковистых тонкочешуйчатых сланцев, заключающих в свою очередь линзы и прослой загрязненных известняков. Эти взаимные переходы хорошо определяют отношение карбонатных пород к налегающим на них сверху сланцам и показывают, что никакого перерыва в отложении осадков здесь не происходило.

Горизонт мелкочешуйчатых сланцев (филлитов), налегающих на известняки, начинается с черных разностей, залегающих непосредственно на известняках. Их темная окраска объясняется, повидимому, присутствием графитового вещества, тонко распределенного в породе. Среди них постоянно встречаются аналогичные шелковистые сланцы, но другой окраски: фиолетовые, зеленые, розовые и т. д. Мощность этих сланцев 70—100 м. Падение в районе известковых разработок — на север \angle 50—60°. По устному сообщению геолога Котельникова, аналогичные черные сланцы встречены при поисковых работах на известняки еще в ряде мест примерно на той же параллели.

На черные сланцы (в районе известковых разработок) налегают темно-серые серицитово-хлоритовые сланцы и выше их — тонко гофрированные карбонатные сланцы. Обнажения их можно наблюдать на грунтовой дороге к известковым разработкам и на лежащих рядом возвышенностях. Мощность их здесь, по грубому определению, 1—1.3 км. Падение у серицитово-хлоритовых сланцев под различными углами СЗ и СВ 345° , \angle 55—70°; 10° , \angle 78.5° — \angle 56° и т. д.; у карбонатных сланцев ЮВ 152° , \angle 82°. Аналогичные сланцы нами встречены еще только в одном месте, а именно — в районе западных предгорий Кейчпахка, где они залегают среди зеленых хлоритовых сланцев.

Очень близкими к этому ряду филлитовых сланцев являются светлые серицитовые сланцы, представленные, главным образом, на грунтовой дороге ст. Апатиты — Щучья губа, на 8-ом километре от Щучьей губы. Здесь они обнажены в разрезах искусственных дорожных выемок, образуя многочисленные развалы щебенки неопределенного залегания. Только в одном месте удалось замерить простирающие серицитовые сланцы СЗ 310°, при почти вертикальном падении (?). Принимая во внимание, что они обнажаются на расстоянии не менее 300 м почти вкrest простирающую, можно предположить, что вероятная мощность их составит не менее 200 м, даже если сделать поправки на их очевидно нарушенное залегание. Сланцы залегают здесь в близкой связи с альбитофирами.

Вся эта толща различных мелкочешуйчатых сланцев и филлитов отделена от контактовых роговиков Хибин мощной полосой диабазов и порфиров. Однако, судя по составу роговиков (в которых на ряду с плагиоклазово-диопсидовыми и плагиоклазово-амфиболовыми роговиками констатированы также тонкозернистые углистые и кварцево-серицитовые сланцы), часть их принадлежит к измененным осадочным породам, весьма близким по составу к только что описанным мелкочешуйчатым сланцам. Поэтому целесообразно рассматривать их вместе. Тогда весь осадочный комплекс западной части свиты Имандра — Варзуга можно рассматривать как состоящий из трех горизонтов (сверху вниз):

1. Верхний сланцевый горизонт мелкочешуйчатых сланцев и филлитов с прослоями углистых сланцев и залежами пирротина. Мощность 1500—2000 м.
2. Горизонт доломитов и известняков 500 м.
3. Нижний сланцевый горизонт слюдяных сланцев с прослоями кварцитов и песчаников 1000—1500 м.

Общая мощность осадочной серии составит, таким образом, не менее 3000—4000 м.

Вся сумма изложенных выше фактов, касающаяся распределения и состава различных членов нашей зеленокаменной формации, показывает, что рассматриваемые образования обнаруживают близкое сходство с соответствующими зеленокаменными образованиями юго-восточной и северной Финляндии и многих областей советской Карелии (районы Заонежья, Сегозера и др.).

Изучение этих образований в Финляндии началось сравнительно давно, и уже со времени первых исследований возраст их относился к докембрию. Так, например, Виик (Wiik) в 1874 г. различал в восточной Финляндии три группы пород, которым он приписывал докембрийский возраст: лаврентьевскую гнейсовую формацию, гуронскую сланцевую формацию и «таконийскую» кварцито-тальково-сланцевую формацию (впоследствии причисленную к кембрию). Позже Седерхольм, после изучения областей Таммерфорс, дал новую схему расчленения докембрия Фенноскандии (Sederholm, 1897), где назвал разбираемую здесь сланцевую формацию «ятулием», что, по мнению автора, может соответствовать гурону Америки. В начале исследований сланцевой формации русской Карелии ей приписывали палеозойский возраст (Иностранцев и др.). Принадлежность ее к докембрию впервые установил Рамзай (Ramsay, 1907), который дал подробное расчленение формации на онежский, ятулийский и калевийский отделы, отделенные несогласием и различающиеся между собой степенью метаморфизации. Из них более древним являлись калевий.

Эскола, занимавшийся вопросами стратиграфии ятулия-калевия, в 1917—1918 гг. отделил от калевия еще одну формацию полимиктовых конгломератов, которую он назвал «сариолийской». Однако впоследствии тот же автор резко изменил свой взгляд на трактуемую проблему, предложив включить все до сих пор выделенные отделы в одну формацию под названием «карельской». Более дробное деление он считал преждевременным и находил, в частности, что калевий является только более метамор-

физованной фацией ятулия. С тех пор название «карельская сланцевая формация» в смысле, предложенном Эскола, укоренилось в работах большинства авторов. Новейшие исследования Вайринена (Vaughnen, 1928, 1933) в области Кайнуу в Средней Финляндии позволили установить наиболее полный стратиграфический разрез для всей этой формации, который, однако, не всеми принимается, даже в среде самих финских геологов (Хаузен). Это объясняется тем, что в установленном Вайриненом разрезе калевийские филлиты и слюдяные сланцы занимают более высокое стратиграфическое положение, чем ятулийские кварциты (фация Кайнуу), и отделены от них конгломератами (фация Юракка), что резко противоречит первоначальным схемам Седерхольма и Рамзая.

Зеленокаменной формации Кольского п-ова Рамзаем, одним из ее ранних исследователей, приписывался предположительно девонский возраст (Ramzay, 1890). Того же мнения до 1933 г. придерживался и А. А. Полканов. Позднее, основываясь на анализе движений при складкообразованиях, А. А. Полканов считал возможным принять для нее карельский возраст. Б. М. Куплетский в 1932 г. причислял свиту Имандра — Варзуга к ятулию, исходя из петрографической аналогии. В настоящее время, в связи с открытием геологом Ленинградского геологического треста П. В. Соколовым окаменелостей в доломитах р. Варзуги, вновь возникают предположения о правильности ранних представлений Рамзая о девонском возрасте свиты. Однако эти предположения вряд ли обоснованы. Прежде всего, возраст открытых окаменелостей (строматолиты) колеблется от протерозоя до девона, и присутствие их не может решать сколько-нибудь однозначно вопрос о возрасте свиты Имандра — Варзуга. Затем, в литературе уже имеются указания на присутствие в ятулийских отложениях р. Кеми в Северной Финляндии повидимому аналогичных строматолитовых структур (Sederholm, 1932). Наконец, близкое сходство трех формаций (Финляндия, Карелия и Кольского п-ова) заставляет предполагать единый возраст всей зеленокаменной полосы, покрывавшей некогда значительную часть территории восточной Фенноскандии. В свете этого мнение об особом, более молодом, возрасте для свиты Имандра — Варзуга представляется нам сомнительным.

Вот почему мы считаем, что оснований для «омоложения» свиты в настоящее время пока имеется недостаточно, в связи с чем в данной работе для нее принимается карельский возраст. Ниже приведена сравнительная стратиграфическая таблица, из которой можно видеть место, занимаемое свитой Имандра — Варзуга в общем разрезе карельской сланцевой формации.

О тектонике свиты Имандра — Варзуга можно сказать очень мало, так как полевые наблюдения пока еще не так многочисленны. В настоящее время можно указать только на некоторые ее общие черты.

Свита Имандра — Варзуга залегает в узкой геосинклинальной впадине, простирающейся почти через весь Кольский п-ов. Западная часть этой впадины, исследованная нашими работами, имеет простирание с северо-запада на юго-восток. Ось этой впадины несколько приподнимается на северо-запад по направлению к Монче-полуострову оз. Имандры, вследствие чего в указанном направлении происходит выклинивание свиты, которое было констатировано геологами Геол.-разв. бюро «Североникеля» в 1936—1937 гг.

Границы свиты с окружающей ее более древней толщей гнейсов, повидимому, повсюду тектонические. Во всяком случае, пока нигде на Кольском п-ове не констатировано нормального налегания карельских образований на нижележащие гнейсы архея.

В нашем районе тектонический характер границ вытекает из наблюдений на Кислой губе (стр. 17). В более восточной части те же выводы делает П. В. Соколов, предполагающий надвиг древних гнейсов с юго-запада на северо-восток на южный край свиты. Аналогичный надвиг

П. В. Соколов проводит и в самих гнейсах несколько южнее первого (Полканов, 1936). Интересно отметить, что к линии контакта гнейсов и сланцев часто приурочены полосы альбитофиров, метагаббро и других пород, появление которых может быть связано с упомянутыми тектоническими нарушениями.

Разрез карельских образований

Финляндия (по Вайринен)	Карелия (по Тимофееву и Судовикову)	Кольский полуостров (западная часть свиты Имандра—Варауга) по автору
5. Филлитовая формация (фацция калевия)	Офиолитовые серпентиниты	
4. Кварциты и конгломераты (фацция яуракка)	Метабазиты	

Орогенические движения. Эрозия

3. Морские отложения: доломиты, сланцы (фацция ятулия)	Метабазиты	Глинистые и шунгитовые сланцы. Доломиты	Метабазиты	Мелкочешуйчатые сланцы с прослоями углистых и графитизованных сланцев; известняки и доломиты
2. Конгломераты с серицитовым цементом, серицитовые сланцы и кварциты (фацция кайнуу)		Кварциты и кварцевые конгломераты		Слюдяные сланцы с прослоями кварцитов и кварцито-песчаников
1. Тиллитоподобные конгломераты и арковы (сарниольская фацция)		Базальные конгломераты		Нет

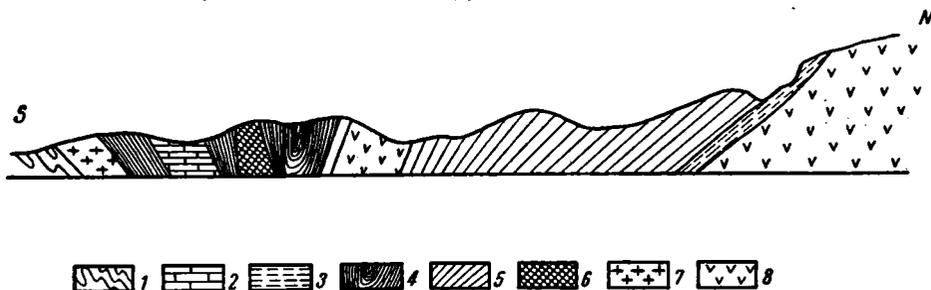
О внутренней структуре геосинклинальной впадины судить также затруднительно, поскольку, как мы видели, обнаженность повсюду очень слабая и к тому же большая часть северного крыла этой впадины в нашем районе занята мощной щелочной интрузией Хибин, для которой свита зеленокаменных пород являлась некогда кровлей. Реставрируя, однако, прежнее состояние, можно сказать, что в общем структура синклинали отличается некоторой симметричностью.

По краям ее располагаются нижние члены разреза (кварциты на Рижгубе оз. Имандры, слюдяные сланцы на р. Умбе — у Верхнего Падуна), а в центральных частях — более юные образования (филлиты, углистые сланцы и т. д.).

Эта простая структура, однако, сильно осложняется резкой внутренней дислоцированностью свиты, возникшей под влиянием более поздних крупных тектонических движений в ней самой. При этом, очевидно, возникали и разрывы и нормальные складчатые формы. Приводимые ниже разрезы иллюстрируют преобладание в свите веерообразного типа складчатости.

Тангенциальные движения в свите были направлены, очевидно, с юга, так как вдоль всей южной границы проходит полоса тонколистоватых сланцев, возникших под влиянием стресса из зеленокаменных пород. Эта

полоса сланцев из исследованного района протягивается и дальше на восток, на что указывал еще Риппас в 1899 г. Так, отмечая однообразный характер геологического строения берегов рр. Паны и Варзуги, Риппас подчеркивал, что некоторая разница между ними заключается только в том, что зеленокаменные породы в области р. Паны являются менее спрессованными, чем на р. Варзуге, хотя природа их остается в обоих случаях одной и той же. Если интенсивность дислокаций связывать с интенсивностью напряжений, вызываемых боковым давлением, то напряжение в свите заметно уменьшается к северу, где мы находим сравнительно мало

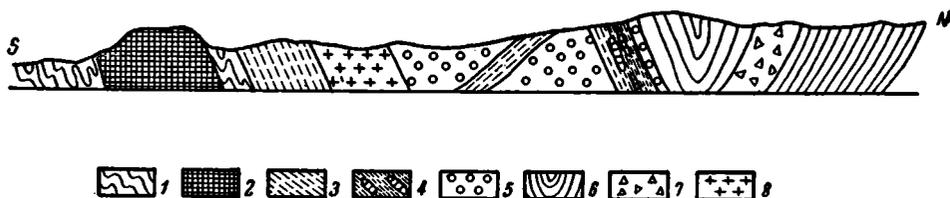


Фиг. 9. Схематический разрез через свиту Имандра — Варзуга к югу от Хибинского щелочного массива:

1 — гнейсы; 2 — известняки и доломиты; 3 — контактные роговики; 4 — хлоритовые сланцы; 5 — диабазы; 6 — габбро-диабазы; 7 — альбитофиры; 8 — щелочные и нефелиновые сиениты.

измененные породы с остатками первичных структур, слабым катаклизмом и т. д. Здесь преобладают слабо осланцованные диабазы, порфириды, мандельштейны, на которых влияние бокового сжатия отразилось в заметно меньшей степени. Это не исключает, конечно, появления и среди них полос зеленых сланцев, в частности в непосредственной близости к Хибинам.

В ряде мест свита прорезается интрузиями альбитофиров и одной крупной интрузией щелочных и нефелиновых сиенитов. Последняя представляет собой сателлитовую инъекцию, тесно связанную и, очевидно, одновозрастную с Хибинским щелочным плутоном (Соустов, 1938—1). Что же ка-



Фиг. 10. Схематический разрез через свиту Имандра — Варзуга в районе верхнего течения р. Умбы:

1 — гнейсы; 2 — полевошпатовые амфиболиты; 3 — слюдяные сланцы и кварциты; 4 — черные сланцы с прослоями известняков; 5 — мандельштейны; 6 — авгитовые порфириды; 7 — туфобрекчии; 8 — альбитофиры.

сается альбитофиров, то аналогия их с соответственными породами Карелии и постоянная приуроченность к зеленокаменной свите заставляет относить их по возрасту к протерозою.

Альбитофиры были нами впервые встречены в 1933 г., на правом берегу р. Умбы, выше обнажений хлоритово-мусковитовых сланцев у Верхнего Падуна. Как показали дальнейшие наблюдения, аналогичные породы обнажаются и на левом берегу р. Умбы, а также на вараках к юго-западу от горы Кейчапхк. У горы Кейчапхк обнажения, повидимому, являются естественным продолжением Умбинской полосы альбитофиров, которые по-

всюду здесь сильно осланцованы и залегают согласно с вмещающей толщей; падение их СВ 15—25°, \angle 45—65°.

Со времени первого описания альбитофиров с р. Умбы количество указываемых мест с выходами этих пород значительно увеличилось. Они отмечены при детальных съемках работников треста «Апатит» в районах нижнего течения р. Зап. Айкуайвенчиок и в районе Тик-озера. Нами они встречены в 1934 г. на грунтовой дороге со ст. Апатиты на Щучью губу, в развалах искусственных выработок и по вершинам невысоких сопок. Наконец, работы треста «Североникель» в районе Монче-полуострова выяснили присутствие и там разнообразных альбитофиров, заключенных в зеленокаменной свите. По данным В. К. Котульского, они протягиваются полосой, захватывающей Арваренч, и представлены роговообманковыми альбитофирами с прослоями сланцев и амфиболитов. Таким образом, мы как будто бы имеем огромную полосу альбитофиров, заключенных в зеленокаменной свите или приуроченных к контакту зеленокаменной свиты с гнейсами и появляющихся на всем ее протяжении. По способу своего образования они, повидимому, являются гипабиссальными интрузиями того же возраста, что и сама зеленокаменная толща. Размер интрузий иногда значительный: на р. Умбе, например, непрерывные выходы альбитофиров вкrest их простираения прослеживаются на расстоянии не менее 1 км.

Большей частью альбитофиры еще хорошо сохраняют признаки первичной порфировой структуры, и лишь в образцах, резко затронутых динамометаморфизмом, они превращены в серицитово-альбитовые сланцы и гнейсы.

ОПИСАНИЕ ПОРОД

1. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Шаровые лавы и вариолиты

По И. С. Ожинскому, метаморфизованные шаровые лавы восточного побережья оз. Имандры образуют шары (или, вернее, сплюснутые, подушкообразной формы тела) голубовато-серого цвета, афанитового сложения. Они отделяются друг от друга прослоями сильно осланцованных серозеленых туфов и туфобрекчий, которые в южной части имеют преобладающее значение.

Отдельные подушки достигают диаметра до 3 м, обычно же их размеры колеблются в пределах от 30 см до 1 м. Довольно часто подобные тела обладают скорлуповатой отдельностью и в наружных частях (кора закалки) обнаруживают вариолитовую и миндалекаменную текстуру.

Сланцеватые прослои шаровой лавы часто имеют брекчиевидный характер, содержа обломки афанитовых тел; однако туфогенный характер их выясняется лишь под микроскопом, когда обнаруживаются реликтовые перлитовые и кластические структуры, замаскированные позднейшим минералообразованием. Благодаря любезности Б. М. Куплетского в моем распоряжении оказался один образец, взятый из шаровой лавы в одном километре к югу от разъезда Нефелиновые Пески Кировской ж. д., за пределами нашего района.

Микроскопическое исследование этого образца показало, что плотная основная масса шаровых лав состоит из мельчайших стебельчатых выделений (размером от 0.1—0.2 мм в длину) почти исключительно одной актинолитовой роговой обманки. Ее стебельки, пластиночки и призмочки, всегда со щетковидными окончаниями, группируются в пучкообразные, радиальнолучистые агрегаты, почти совсем закрывающие мелкие призмочки альбита. Последние слабо различаются среди такой плотной массы, обнаруживая тонкое двойниковое строение. В подчиненном количестве к роговой обманке примешиваются мельчайшие чешуйки хлорита и минералы из группы эпидот-цоизита, образующие либо жилки в породе, либо скопления отдельных зерен.

Вариолиты, встреченные на Восточном Иокостровском п-ове, у Щучьей губы, в большинстве случаев хорошо различаются по своему строению уже макроскопически. Под микроскопом вариолиты очень близки к шаровым лавам. В основной массе наблюдаются тоже радиальнолучистое строение и стельчатый характер выделений роговой обманки. Состав вариолой отличается от состава цементирующей массы значительным содержанием низко поляризующих, грязнобурых минералов эпидотово-эпидотовой группы, что указывает на их первоначально полевошпатовый состав.

Порфириты и мандельштейны

Плагноклазовые порфириты и мандельштейны обнаруживают тесную связь в своем развитии, и, повидимому, последние являются только верхней шлаковой зоной порфиритовых потоков. Величина зерна в этой группе значительно колеблется, определяя этим постепенные переходы от совершенно плотных афанитовых разностей до ясно зернистых порфиритов.

Мандельштейны, макроскопически зеленовато-серые, — плотные или мелкозернистые породы, с ясными пустотками, целиком выщелоченными с поверхности или еще заполненными различными вторичными продуктами. Под микроскопом текстура миндалекаменная. Размер миндалин колеблется от 1 мм до 2 см. Форма их сплюснутая, округлая или неправильно ветвистая.

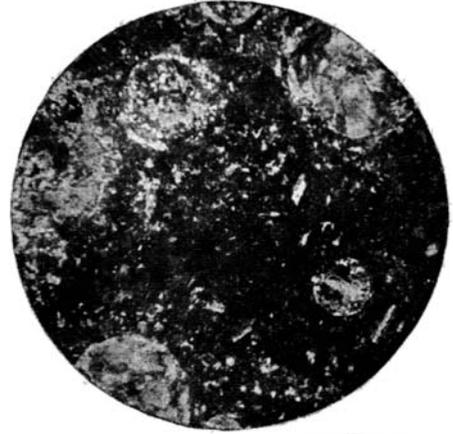
Минералы, выполняющие миндалины, следующие: альбит, эпидот, хлорит (пеннин), кальцит, зеленый биотит, актинолит. Нередко встречаются миндалины, выполненные каким-либо одним из этих минералов (кальцитом, альбитом, эпидотом и т. д.). Особенно распространены эпидотовые мандельштейны, которые благодаря яркозеленому цвету своих миндалин составляют хорошо выраженную фацию среди описываемых зеленокаменных пород. Чаше — состав миндалин сложный: в них встречаются одновременно несколько из перечисленных компонентов. Распределение этих компонентов в миндалинах, как правило, подчиняется определенной зональности. По внешней зоне распределяется альбит, образующий щетку узких веерообразно гаснущих призмочек или изометричных табличек, очень чистых и почти лишенных включений, если не считать тонких иголок амфибола, прорастающих альбит со стороны. Ближе к центру располагается зона, сложенная мелкочешуйчатым зеленым биотитом, хлоритом, либо кальцитом. Ядро же миндалин в большинстве случаев выполнено эпидотом, реже — магнетитом и актинолитом (табл. III, фиг. 1).

Основная масса в афанитовых разностях целиком перекристаллизована и представляет собой кристаллобластический агрегат, главным образом, тонкоигольчатых выделений амфибола, прорастающих друг друга под углом. К амфиболу присоединяются альбит, эпидот, магнетит и др. Этот агрегат возник, повидимому, из микролитовой основной массы с богатым содержанием стекла, чему в настоящее время, однако, трудно найти подтверждение, так как развившаяся вторичная тонковолокнистая структура совершенно скрывает первоначальное строение породы. В единичных случаях удается наблюдать реликты бывшей порфириновой структуры в виде длиннопризматических, отчасти деформированных фенокристов альбита, еще сохранивших под плотной сеткой новообразований довольно отчетливые очертания. В более зернистых разностях мандельштейнов структура основной массы интерсерталевидная; последняя получается от соответственного расположения узких лейсточек альбита под углом друг к другу. Форма лейсточек — вытянутая, с неправильно зазубренными и извилистыми контурами. Последнее вызывается проникновением пучков актинолитовых иголок далеко в глубь плагноклаза, что нарушает первоначальное очертание зерен.

В случае сильного развития амфиболовых иголок первоначальное сложение



Фиг. 1. Микроструктура мандельштейна со сложными миндалинами: а) внешняя белая кайма — альбит; б) внутренняя чешуйчатая масса — зеленый биотит; в) в центре эпидот. + ник. 10 ×



Фиг. 2. Микроструктура мандельштейна с альбитовыми миндалинами + ник. 10 ×



Фиг. 3. Микроструктура плагиоклазового порфирита. + ник. 10 ×



Фиг. 4. Микроструктура туфобрекчии. Без анал. 10 ×

ние породы совершенно утрачивается и в зернистых разностях мандельштейнов; структура приобретает характер нематобластической.

Для минералогического состава мандельштейнов характерно преобладание плагиоклаза и амфибола. Величина призмочек плагиоклаза в основной массе достигает 0.5 мм. Чаще всего плагиоклаз образует тонкие полисинтетические двойники. В отличие от альбита миндалин, плагиоклаз основной массы, кроме включений отдельных иголок и целых пучков актинолита, почти постоянно испещрен многочисленными точечными включениями, в некоторых случаях достигающими величины мельчайших чешуек. Точное определение их невозможно. Повидимому, они принадлежат серициту. Светопреломление плагиоклаза равно или меньше светопреломления канадского бальзама. Это практически исключает из рассмотрения все плагиоклазы, более основные, чем альбит или альбит-олигоклаз. На универсальном столике Федорова получены результаты, показывающие, что состав плагиоклазов приближается к чистому альбиту.

$2V$	n_g	n_m	n_p	Закон	№
+ 84°	17°	74.5°	88°	Альбитовый	3
				[010]	

Амфибол — почти бесцветный или со слабым плеохроизмом голубовато-зеленым по n_g и бледнозеленым по n_p . Имеет игольчатую форму и образует чаще всего сноповидные агрегаты. Знак удлинения положительный. Оптический характер отрицательный. Величина угла оптических осей колеблется от -70 до -76 и -82° . Cn_g 15—18°; $n_g - n_p = 0.019$. По всем этим данным, амфибол принадлежит к актинолитовому типу роговых обманок, хотя двупреломление у актинолитов отличается несколько большей величиной. Эпидот образует крупные скопления шестоватых или изометричных зерен зеленовато-желтого цвета. Величина зерен 0.5—1 мм. Он никогда не встречается в виде включений в альбите, но распределен либо в основной массе, либо заполняет миндалины. Его константы следующие: $2V = -70^\circ, -72^\circ, -76^\circ$; $Cn_g = 32^\circ$. По диаграмме Уинчела это соответствует сильно железистым разностям эпидотов, с содержанием железистой молекулы от 27 до 35%. В некоторых шлифах на ряду с эпидотом констатированы в основной массе мелкие столбики и зерна низко поляризующего цоизита. Эти три-четыре минерала составляют, как показывают подсчеты, до 90% породы. К ним нужно добавить мелкие выделения магнетита и чешуйки зеленого биотита. В совершенно ничтожном количестве, за редкими исключениями, в основной массе развивается хлорит. Точно так же почти отсутствует кальцит. Оба эти минерала, однако, как мы видели выше, часто заполняют миндалины. Хлорит при этом густо окрашен, но совершенно изотропен. В сложных миндалинах оба минерала выделяются вслед за альбитом, составляя вторую зону.

Близ контакта со щелочным массивом Хибин в афанитовых разностях мандельштейнов развивается в большом количестве коричнево-желтый биотит, который не распределен равномерно, а концентрируется кучками вокруг актинолитовых иголок, ассоциируясь с выделениями рудных. Величина его пластинок и чешуек настолько незначительна, что позволяет наблюдать его только при больших увеличениях. Биотит, в отличие от обычных для мандельштейнов зеленых разностей, здесь густо окрашен и плеохроирует в коричнево-желтых тонах.

Спорадически в некоторых мандельштейнах с р. Умбы и др. появляется турмалин. Он отличается резким плеохроизмом, от светлорозового до темного, дымчатого, цвета. На фоне перекристаллизованной массы узкие и длинные призмочки турмалина выделяются резко, как порфиробласты. В некоторых случаях они разорваны и отдельные их части смещены. Промежутки между этими частями выполнены той же амфиболово-эпидотовой массой. Аналогичные описанным миндалекаменные сланцеватые породы,

развитые по южному побережью Умбозера, в районе расположения зимнего лопарского погоста, обнаруживают признаки сильного окварцевания и биотитизации. Кварц в них встречается и в основной массе, и образует многочисленные прожилки в породе, и, наконец, заполняет миндалины. Миндалины эти часто вытянуты по сланцеватости и достигают размера 5 см.

Под микроскопом первоначальное сложение не улавливается. Структура, как и в предыдущих случаях, представляет кристаллобластический агрегат из разного рода новообразований. Среди них различаются: альбит, актинолит, поизит и соскурит, биотит, лейкоксен. Биотит распределен в породе пятнами; он образует пластиночки, плеохроирующие в густых желто-зеленых тонах. Количество биотита иногда сильно возрастает за счет амфибола.

Плагиоклазовые порфириды в противоположность афанитовым мандельштейнам обнаруживают свою порфиристую структуру уже макроскопически. Вкрапленники представлены плагиоклазом, образующим узкие призмы, величина которых достигает в длину 4 мм, но чаще колеблется в пределах 1.5—2 мм. Спайные плоскости этих вкрапленников отчетливо выделяются на фоне плотной основной массы.

Под микроскопом вкрапленники обнаруживают тонкое полисинтетическое двойникование. Поверхность двойников обычно испещрена мельчайшими неразличимыми включениями, но изредка чиста и прозрачна. Расположение вкрапленников чаще всего беспорядочное. Состав плагиоклаза был определен по методу Федорова и дал результаты, совпадающие с предыдущими.

2V	Bn_g	Bn_m	Bn_p	Закон	№
(по двум осям)					
+ 75°	74°	16°	87°	Карлсбад-	2
				ский	
				[001]	

Основная масса между вкрапленниками выполнена кристаллобластическим агрегатом, состоящим из иголок актинолитовой роговой обманки, мелкой рудной пыли и большого количества эпидота. Кроме этого, пятнами в основной массе распределен мелкочешуйчатый зеленый биотит. В некоторых образцах — значительное количество лейкоксена.

Для суждения о химическом составе рассмотренной группы пород нами был произведен анализ плагиоклазового порфирита в химической лаборатории Петрографического института Академии Наук. Анализ производился аналитиком В. А. Молевой.

Ниже приводится анализ, с пересчетом его на магматические формулы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и с количественно-минералогическим подсчетом анализированного образца.

Компоненты	Содержание	Эквиваленты	
	$\frac{B}{100}$		
SiO ₂	53.64	0.8931	} 0.9252
TiO ₂	2.05	0.0321	
Al ₂ O ₃	15.58	0.1528	} 0.2049
Fe ₂ O ₃	8.32	0.0521	
CaO	7.20	0.1284	} 0.2361
MgO	2.23	0.0553	
BaO	0.03	0.0002	} 0.3422
FeO	3.60	0.0501	
MnO	0.15	0.0021	} 0.1061
Na ₂ O	6.28	0.1013	
K ₂ O	0.13	0.0048	
H ₂ O _{110°}	0.10		
Потеря при прокаливании	0.31		
	99.62		
	1.67RO · R ₂ O ₃	4.51SiO ₂	
	$\alpha = 1.92;$	$\beta = 59$	
	R ₂ O : 1 : 2.2		

« Количественно-минералогический подсчет
(в объемных %)

Альбит	39
Амфибол	35
Эпидот	13.4
Биотит	4.6
Магнетит	8.0
	100

Туфобрекчии

Туфобрекчии тесно связаны с предыдущей группой, среди которых они часто образуют участки разной мощности и длины.

Макроскопически серо-зеленые породы состоят из множества остроугольных, неправильной формы обломков порфирита и мандельштейна, темнозеленого цвета, цементируемых светлосерой массой туфа. Кластическая структура цементирующего туфа хорошо заметна даже простым глазом.

Под микроскопом структура основной массы туфа в разных его участках очень неоднородна. В ней встречаются мелкие обломки порфирита и отдельные крупные кристаллы актинолитовой роговой обманки, альбита и эпидота; здесь и там появляются неправильные участки с реликтами перлитовой структуры и миндалекаменной текстуры. Минералогический состав отдельных участков туфа очень непостоянен: встречаются грязнобурые участки удлиненной или округлой формы, сложенные почти целиком эпидотовым и поизитовым материалом; иногда же преобладающая часть туфовой массы сложена альбитом, пеннином и актинолитом, кристаллобластически срастающимися друг с другом (табл. IV).

Микроструктура обломков порфирита, включенных в туфе, порфировая. Текстура миндалекаменная.

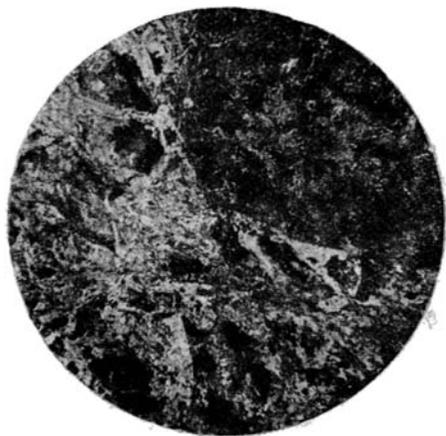
Вкрапленники принадлежат мелким двойникам альбита, располагающимся без особой правильности в тонковолокнистой грязноватозеленой массе актинолита. Альбит легко определяется по углам погасания в симметричной зоне (до 16°) и по светопреломлению на границе с канадским бальзамом. В меньшем количестве среди вкрапленников встречаются призмы роговой обманки. Среди аксессуарных присутствуют хлорит, поизит, эпидот и магнетит, рассеянные в актинолитовой массе.

В миндалекаменных разностях строение и состав миндалин варьируют значительно. В большинстве случаев миндалина заполнена целиком альбитом или хлоритом. В сложных миндалинах, подобно отмеченной выше зональности в мандельштейнах, наблюдается следующий порядок выделения минералов. Внешняя тонкая оболочка чаще всего выполнена кварцем; по направлению к центру его сменяет широкая кайма альбита; в центре же миндалина нередко наблюдается выделение хлорита, поизита и эпидота.

Размер миндалин от очень мелких доходит до 1—1.5 см; форма чаще всего округлая или овальная.

Уралитизированные авгитовые порфириды

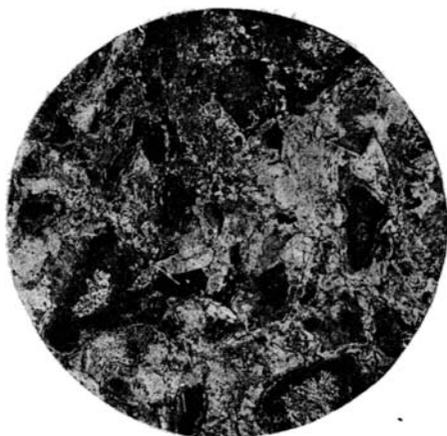
Тонкозернистые плотные породы — зеленовато-серого цвета. Имеют диабазовый облик. Микроструктура обнаруживает сильную перекристаллизацию с новообразованиями амфибола и хлорита. Отчетливые реликты показывают, что структура первоначально была порфировой. Вкрапленники, судя по форме хорошо улавливаемых поперечных разрезов, принадлежали раньше пироксену. Величина их 1—2 мм. В настоящее время это — псевдоморфозы, выполненные в большинстве случаев хлоритом. Хлорит-пеннин слабо окрашен в зеленоватый цвет, имеет низкую серовато-коричневую или синеватую интерференционную окраску, прямое погасание, знак удлинения отрицательный, оптический характер положительный. По краям



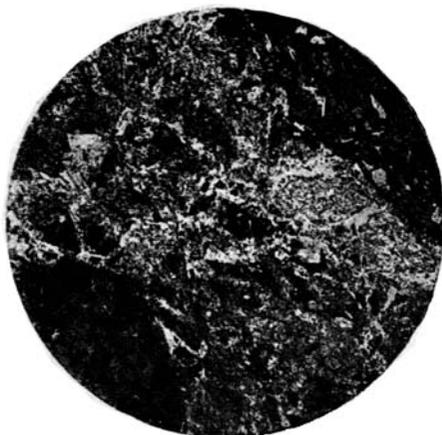
Фиг. 1. Микроструктура туфобрекчии.
Без анал. 10 ×



Фиг. 2. Микроструктура уранитизированного порфирита. + ник. 17 ×



Фиг. 3. Микроструктура туфобрекчии.
Без анал. 6 ×



Фиг. 4. Микроструктура туфобрекчии.
Без анал. 6 ×

таких хлоритовых псевдоморфоз наблюдается внешняя оторочка из мелких рельефных зерен эпидота. Хлорит развивается по вторичной же роговой обманке, которая во многих случаях сохраняется либо по краям, либо в центре псевдоморфоз. Роговая обманка имеет волокнистое строение и обычно почти бесцветна или слабо окрашена.

На универсальном столике Федорова для нее получены следующие константы:

2V	Cn_g	$n_g - n_p$
— 76°	9°	0.026
— 76	14	0.025
— 88	14	0.019

Показатель преломления роговой обманки (определение Б. Г. Малышева) оказался следующий: $n_g = 1.643 \pm 0.001$, $n_p = 1.618 \pm 0.004$. По всем этим данным, роговая обманка легко укладывается в актинолитовый тип.

Основная масса породы между вкрапленниками замещена кристаллобластическим агрегатом грязной зеленовато-серой волокнистой роговой обманки, собранной либо в пучки, либо в шестоватые неправильные массы. Величина отдельных игол и волокон роговой обманки колеблется от 0.1 до 0.5 мм. В небольшом количестве в основной массе, помимо этого, находятся хлорит, эпидот, альбит и магнетит.

Вся перечисленная группа пород (порфириды, мандельштейны, туфобрекчии и т. д.) тесно связаны в своем развитии и в совокупности могут быть объединены под общим названием спилитов. В пользу этого говорят постоянное присутствие в составе пород альбитов или альбитизированных плагиоклазов, резкая хлоритизация и эпидотизация, наличие туфобрекчии, шаровых лав, вариолитов и, наконец, — подчеркнутый натровый состав пород.

В виду наличия в настоящее время серьезных разногласий как по вопросу определения самого термина «спилит», так и по вопросу генезиса спилитов, следует оговориться, что мы придерживаемся той точки зрения, которая развивает взгляд на спилиты как на нормальные метабазальтовые и метадиабазовые породы, к особенностям которых, кроме хорошо известных текстурных признаков (плотное сложение, подушечная отдельность, вариолитовая и миндалекаменная текстура), относятся их разложенный вид и специфический химико-петрографический состав, выражающийся в высоком содержании Na_2O и в постоянном присутствии кислого плагиоклаза (большой частью альбита). Строго говоря, последнее обстоятельство грешит против первоначального термина «спилит», так как ни автор термина, Броньяр (1827), ни, значительно позднее него, петрографы не связывали термина «спилит» с наличием в породе альбита, а имели в виду только эти текстурные признаки. На альбитизацию спилитовых пород впервые обратили внимание Дьюи и Флетт (Dewey a. Flett, 1911), которые указали, что обычно основные, подводные подушечные лавы богаты Na_2O и ассоциируются с другими натровыми породами, имеющими широкие пределы колебания содержания кремнекислоты. Авторы полагали, что эти породы являются членами естественного семейства изверженных пород, названного ими «спилитовой свитой», сравнимой по важности с «атлантической» и «тихоокеанской» свитами. По определению авторов, «спилитовая свита» включает пикриты, альбитовые диабазы, спилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, натровые фельзиты и альбитовые граниты. Существенной характеристикой свиты являются обилие натрового полевого шпата и обычная альбитизация пород, выраженная особенно ясно в более основных членах свиты. Эта альбитизация обусловлена ювенильным изменением пород, вызванным теми же агентами, которые производят образование адинолов и роговиков, обычно ассоциирующихся со

спилитовой свитой. Состав этих пневматолитических эманаций предположительно богат H_2O , Na_2O , SiO_2 и, вероятно, CO_2 .

Добавим к этому, что авторы считали, что породы «спилитовой свиты» (в отличие от щелочных пород «атлантической» свиты и щелочноземельных пород «тихоокеанской» свиты, характеризующих первые — области крупных вертикальных движений и вторые — активных складчатых деформаций) развиваются в областях продолжительного и медленного погружения земной коры, без заметных вертикальных движений и серьезной складчатости. Контроль этих геологических условий, по мнению авторов, определял магматическую эволюцию базальтовых лав в сторону образования пород спилитовой свиты.

Идею об ювенильном изменении базальтовых лав остаточными растворами Дьюи и Флетт позаимствовали у Бейли и Грэхем (1909), работа которых, появившаяся за два года до работы Дьюи и Флетта, оказала в дальнейшем сильное влияние на развитие идей о спилитовых породах. Бейли и Грэхем изучали изменение основных карбоновых лав и пермокарбоновых интрузий Шотландии. В этих породах альбит в значительном количестве замещает бывший ранее более основной плагиоклаз. При этом метасоматической альбитизации, в пределах одного и того же потока лавы, легче подвергаются более основные части полевых шпатов (ядра), чем более кислые (края). Несмотря на эту избирательную тенденцию, Бейли и Грэхем могли констатировать, что в серии потоков лав, чередующихся между собой, легче и сильнее всего альбитизируются более кислые лавы, тогда как их основные соседи подвержены меньшему изменению. Это исключает возможность применения гипотезы региональной альбитизации лав посредством циркуляции подпочвенных вод, необычайно богатых щелочами и отлагающих натр в полевом шпате, в порядке метасоматического обмена с известью. По этой теории, наоборот, более сильному изменению должны были бы подвергаться более основные лавы, а не кислые.

Исходя из этого авторы заключили, что альбитизация в их случае была вызвана своего рода автOMETAMОРФИЗМОМ: лава как бы «тушилась в концентрированном растворе карбоната натрия» собственного происхождения. Следует отметить, что эти явления альбитизации, по наблюдениям авторов, одинаково хорошо выражены как в лавах, так и в интрузивных пластовых залежах и дайках кварцевых долеритов, в которых авторы наблюдали, кроме того, многочисленные сегрегационные альбитовые жилы, свидетельствующие, по мнению авторов, о существовании в поздний период затвердевания породы высококонцентрированных растворов, содержащих SiO_2 , Na_2O и др. компоненты.

Дальнейшие исследования мало добавили существенно нового к определению термина «спилит», данному Дьюи и Флеттом. Из некоторых частных дополнений следует отметить, во-первых, введение названия «интрузивный спилит» и, во-вторых, включение, под названием калиевых спилитов, в группу спилитов существенно калиевых пород, с ортоклазом в виде вкрапленников и с аноклазовыми микролитами, что уже значительно расширяет объем того понятия, которое дано Дьюи и Флеттом (Левинсон-Лессинг и Дьяконова-Савельева, 1933).

Под названием «интрузивный спилит» многие авторы, и в частности Уэллс (Wells, 1922/1923), понимают подушечные образования, подобные нормальным спилитам, для которых, однако, по геологическим соображениям нельзя допустить иного толкования их происхождения, как интрузивное. Примыкая в этом отношении к Бенсону, Уэллс считает появление таких интрузивных спилитов результатом неглубоких интрузий в область рыхлого морского ила.

Другие авторы относят к интрузивным спилитам альбитовые диабазы, которые являются обычным членом спилитовых свит, тесно ассоциируются с настоящими эффузивными спилитами, но лишены всяких текстурных

признаков шаровых лав (Beskow, 1929). Ближе к этому мнению примыкает Эскола (Escola, 1925), который называет интрузивными спилитами пластовые залежи альбитовых диабазов, залегающих в рыхлой толще осадков. Однако сам Эскола указывает, что несомненная генетическая связь этих залежей с эффузиями доказывает их происхождение на не-большой глубине.

Попытка Дьюи и Флетта объединить все спилитовые породы в естественное семейство изверженных пород и связать происхождение этого семейства с определенным типом деформаций в земной коре не получила общего признания; но отмеченная ими альбитизация спилитов и их резко натровый характер неразрывно с того времени связываются с представлением об этих своеобразных породах. Вследствие этого термин «спилит» (в отличие от первоначального его значения и от значения, которое ему придавал позже, например, Розенбуш) предполагает в настоящее время, с точки зрения минералогического состава, наличие в породе альбита и, с точки зрения химического состава, резко выраженное преобладание Na_2O и общее высокое содержание щелочей. Это отличает спилиты от нормальных базальтов и диабазов, принадлежащих к щелочно-известковой серии. В то же время от собственно щелочных пород спилиты отличаются отсутствием фельдшпатитов и щелочных феррических минералов.

Если, таким образом, самый термин «спилит» обнаруживает известную определенность и не встречается у большинства авторов возражений, то нельзя этого же сказать о мнениях в отношении генезиса спилитов и в частности об источнике натрия в них. Здесь еще наблюдается огромный разнобой во взглядах, что вполне естественно, если принять во внимание трудность самого предмета.

Несмотря на оживленную дискуссию, ведущуюся три десятка лет, постоянно возрастающую литературу и т. п., в настоящее время между многочисленными авторами нет согласия во взглядах по трем основным вопросам проблемы спилитов: 1) являются ли спилитовые породы продуктами кристаллизации нормальной щелочноземельной магмы или они произошли от самостоятельной «спилитовой» магмы специфического состава (недосыщенность Al_2O_3 , MgO ; избыток FeO , Na_2O , TiO_2 и т. д.); 2) является ли альбит спилитов первичным или он возник в результате более поздней альбитизации; 3) является ли альбитизация ювенильной, в духе идей, высказанных еще Бэйли и Грэхемом в 1909 г. (автометаморфизм), или она вызвана более поздней региональной метаморфизацией.

Конечно, решение поставленных здесь вопросов представляется делом чрезвычайно трудным. Не надо забывать, что спилитовые породы слагают в большинстве своем древние и притом сильно дислоцированные области, на метаморфизации которых сказалось влияние и других причин. В нашем районе, например, в результате сильных, более поздних орогенических движений, затронувших всю серию пород свиты Имандра — Варзуга, явления регионального метаморфизма настолько резко выражены, что о первоначальном изменении пород судить совершенно невозможно. Тем не менее, независимо от этого знакомство с современным литературным материалом дает немало доказательств в пользу того, что некоторые точки зрения, выраженные в поставленных выше вопросах, являются маловероятными. Это касается, прежде всего, спорного представления о самостоятельной по своему химизму и отличной от всех остальных (и в частности, от базальтовой) «спилитовой» магме. Настаивающие на этом представлении Уэллс (Wells, 1922/1923) и Сундиус (Sundius, 1930) указывают, что никакими только физическими условиями не объяснить своеобразного химического и минералогического состава спилитов; что «спилитовая» магма должна уже перед экструзией отличаться по своему химизму от нормальной базальтовой и обладать в этом отношении рядом специфических особенностей по сравнению с последней. В частности, Уэллс эти особенности видит в следующем: богатое содержание Na_2O и CO_2 и недосыщенность

MgO; избыток углекислоты, отвлекая известь, делает возможным появление в породе очень кислых плагиоклазов. Сундиус к этим особенностям добавляет следующие: бедность спилитовой магмы K_2O и Al_2O_3 и высокое содержание FeO и TiO_2 . Избытку углекислоты он не придает значения. Он полагает, что те особенности состава магмы, которые указаны им (недосыщенность K_2O и Al_2O_3 ; избыток Na_2O , FeO и TiO_2 ; высокое отношение FeO к MgO), сами по себе препятствуют кристаллизации оливина, переключат значительное количество CaO в мафические минералы и, вследствие понижающего действия высокого содержания FeO на точку плавления пироксена, смещают равновесие таким образом, что альбит кристаллизуется, как первичный минерал, одновременно с пироксеном.

Эти выводы Уэллса и Сундиуса о своеобразной природе спилитовой магмы базируются, главным образом, на средних анализах типичных спилитов (Уэллсом подсчитаны из 7 анализов спилитов Англии, Шотландии и Австралии, Сундиусом из 19 анализов спилитов Англии, Шотландии, Швеции и советской Карелии). Малое количество использованного авторами материала составляет, однако, слабое место таких подсчетов и делает выводы авторов малоубедительными. Сундиусом была сделана, кроме того, попытка графически показать разрыв, якобы существующий в химическом отношении между диабазами (метабазами) и спилитами собственно. Для этого им была использована треугольная полевошпатовая диаграмма (Or — An — Ab), в которой размещены указанные выше 19 анализов, пересчитанные на американские нормы. При этом оказалось, что большинство точек сгруппировалось около плагиоклазовой линии, располагаясь вдоль нее примерно между 7 и 58% анортита. Из этого Сундиус правильно заключил, что некоторые из использованных им анализов являются по существу нормальными диабазами и что только часть из них может быть названа собственно спилитами. Область разграничения между ними, имеющая своим верхним пределом 44% An и нижним 30% An, включает только два анализа. Выше линии в 44% An, по Сундиусу, — область нормальных диабазов (здесь легло 5 точек); ниже линии в 30% An, — область собственно спилитов (12 точек). Область разграничения Сундиус интерпретирует как разрыв между группой диабазов у анортитовой вершины, с одной стороны, и группой собственно спилитов у альбитовой вершины, с другой. Что этот предполагаемый разрыв вызван также не чем иным, как недостатком в количестве использованного материала, доказывається тем, что такая же полевошпатовая диаграмма, построенная Ферберном (Fairbairn, 1934), но уже с использованием 127 анализов спилитов и метабазальтов, не обнаружила изолированного положения спилитов, а наоборот, показала переход от нормальных базальтов к альбитовым спилитам без резкого между ними разрыва. Эта диаграмма в несколько упрощенном виде приведена нами на фиг. 11.

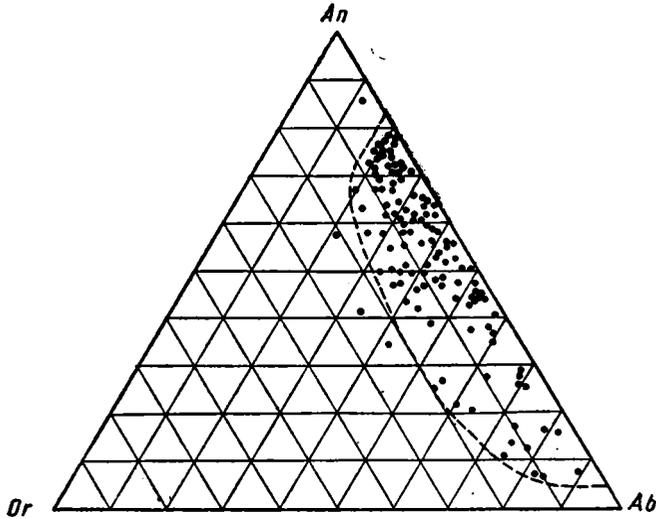
Кажется поэтому справедливым заключение Ферберна, что концепция о самостоятельной спилитовой магме не оправдывается фактами и что спилиты представляют те же метабазаляты, правда, значительно обогащенные Na_2O по сравнению с обычным типом, но в то же время дающие по направлению к нему непрерывный ряд переходов. Это совпадает, примерно, с мнением Гакмана (1927) о том, что спилиты с химической стороны не образуют самостоятельного типа магмы, подобной, например, габброидной магме, но обнаруживают значительные колебания в составе, вследствие чего в построенной Гакманом проекции Хоммеля (Hommel) анализы спилитов ложжились и в поле габбро и в поле анортозита, эссексита, монцонита и т. д. К мнению о несамостоятельном характере спилитовой магмы примыкает и ряд других петрографов, среди которых можно указать Дэли (1936), Эскола (1925), Бесков (1927) и др.

В связи с этим следует, может быть, пересмотреть и обычный аргумент защитников самостоятельной спилитовой свиты об отсутствии ассоциаций спилитовых пород с нормальными базальтами, в противоположность почти

постоянному совместному появлению ряда пород, принадлежащих к спилитовой свите: спилитов, кератофиров, альбитовых диабазов и др.

Против этого аргумента можно использовать указание, давно уже сделанное Дэли относительно того, что многие типичные спилиты Германии находятся в теснейшей ассоциации с обыкновенными базальтами и диабазами и принадлежат вместе с ними к одному эруптивному периоду. В настоящее время существуют уже многочисленные данные из разных мест, говорящие об обычном появлении нормальных базальтов, диабазов и андезитов в ассоциации с кератофирами или спилитами.

Следовательно, естественнее всего предполагать, что спилитовые породы являются продуктами кристаллизации нормальной щелочноземельной магмы базальтового состава. Все их особенности, и в частности альбитизация, связаны с процессами, более поздними по отношению к самому акту экструзии. Каковы бы ни были эти процессы, результирующая обста-



Фиг. 11. Молекулярные отношения нормативных минералов An, Ab и Or для 127 анализов метабазальтов, по Ферберну.

новка в застывающей после экструзии магме такова, что исключает возможность появления первичного альбита в спилитах, в обычном для спилитов (и вообще для всех базальтов и *только* для базальтов) офитовом отношении плагиоклаза к пироксену. Ибо первичный альбит, при условии его офитового отношения к пироксену, предполагает либо более раннее, либо одновременное выделение с пироксеном, что возможно только при особых условиях и особом составе магмы. Однако допущение существования такой особой магмы для спилитов, как мы видели, пока не оправдывается фактами. Выше мы уже приводили некоторые взгляды на появление первичного альбита: Уэллс обосновывал это обстоятельство избытком углекислоты, Сундиус — избытком железа. «Таким путем, — говорит Сундиус в заключение своей работы (Sundius, 1930, стр. 17), — можно объяснить и текстурные отношения породы, не прибегая к гипотезе аутометаморфического изменения и ранее выделившихся, богатых анортитом плагиоклазов». Этот чисто теоретический вывод тем более неожидан для читателей Сундиуса, что они привыкли к его тщательным описаниям реликтов основных плагиоклазов в зеленокаменных породах и андезитов в ассоциирующихся с ними кератофирах в изученной им ранее области Кируна (Kiruna) в Швеции (Sundius, 1916). В полемике с Гейером Сундиус прямо говорит там: «...явление, которое прежде всего обращает на себя внимание при исследовании

пород, есть замещение основного плагиоклаза альбитом. Это явление так широко распространено в области, что приобретает региональный характер. В некоторых районах зеленокаменных пород Кируна были найдены еще сохранившиеся основные плагиоклазы, благодаря чему получено прямое доказательство вторичной природы альбита» (Sundius, 1916, стр. 448).

Реликты основного плагиоклаза в спилитах и альбитовых диабазах не являются большой редкостью и должны учитываться при обсуждении вопроса о первичности альбита, тем более что против последнего предположения говорят и экспериментальные исследования с простыми системами (Bowen, 1915). Правда, простые системы — не то, что естественные магмы, и они дают только слабое представление о том, как могут происходить реакции в магмах, насыщенных углекислотой, водой и находящихся под высоким давлением и температурой. Тем не менее, экстраполяция из простых систем в данном случае может быть законной, так как альбит гораздо более растворим в воде, чем диопсид, и присутствие воды в магме не может стимулировать более раннее выделение альбита (Eskola, 1925). Таким образом, мы пришли к последнему вопросу о том, когда и под влиянием каких причин происходит альбитизация ранее выделившихся более основных плагиоклазов в базальтовых лавах. Процесс этот пока трудно объяснить. Трудность объяснения его усугубляется еще тем, что альбит и хлорит, характерные минералы спилитов, являются минералами устойчивыми при низких температурах и, очевидно, могут возникать в результате процессов, шедших разными путями. Из существующих теорий, может быть, две отвечают более всего наблюдаемым в природе явлениям. Это, с одной стороны, теория автотаморфического изменения породы действием остаточных магматических растворов, насыщенных H_2O , Na_2O , SiO_2 и, может быть, CO_2 , и, с другой, — теория регионального метаморфизма, предполагающая привнос натра со стороны при явлениях разрушения аортитовой молекулы плагиоклаза и частичного выноса из породы извести и SiO_2 . Эта последняя теория имеет, с нашей точки зрения, более ограниченное и частное значение.

Альбито-хлоритовые и альбито-актинолитовые сланцы

Макроскопически — это серовато-зеленого цвета породы, с ясно сланцеватой текстурой. Местами резко дислоцированы и обнаруживают смятие и микроскладчатость.

Присутствуют в большом количестве прожилки и гнезда кальцита. Из рудных — много мелких выделений пирита и магнетита. Плоскость сланцеватости нередко покрыта окислами железа.

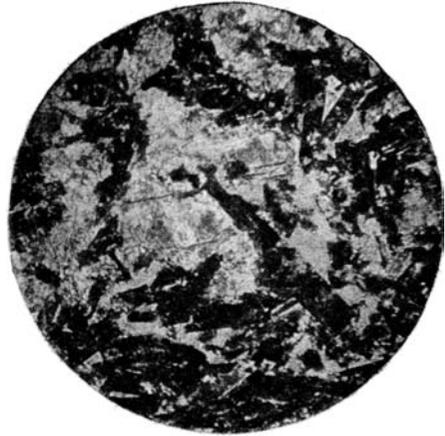
Под микроскопом большинство образцов показывает резкую кристаллизационную слоистость. Все минералы, включая альбит, вытянуты в одном направлении. Наблюдается мелкоплойчатая текстура, создаваемая изогнутыми полосками хлорита (табл. V, фиг. 1).

Происхождение альбито-актинолитовых сланцев за счет метаморфизации изверженных пород не подлежит сомнению, так как они часто связаны ясными переходами с мандельштейнами, диабазами и т. д. Их возникновение обусловлено динамометаморфическим изменением этих пород, в ходе которого порода испытывала грануляцию, измельчение и развальцовывание с развитием волокнистых структур, с появлением линз и чечевиц, выполненных амфиболом, эпидотом и альбитом. Промежуточная масса между линзами сложена бесструктурным агрегатом альбита, кальцита, хлорита, лейкоксена, минералов эпидот-цоизитовой группы и т. д.

В крайних своих типах такие сланцы, вследствие резкого процесса хлоритизации, переходят в чистые альбито-хлоритовые сланцы, лишенные амфибола. Несмотря на сильный метаморфизм, полную перекристаллизацию и т. д., альбито-хлоритовые сланцы изредка обнаруживают реликты первичной структуры, что так же подтверждает их изверженный характер.



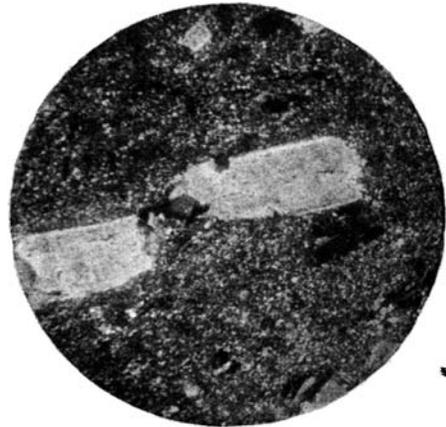
Фиг. 1. Микроструктура альбито-хлоритового сланца. + ник. 25 ×



Фиг. 2. Микроструктура метабазита. + ник. 17 ×



Фиг. 3. Микроструктура метабазита. + ник. 17 ×



Фиг. 4. Микроструктура альбитофира. + ник. 17 ×

Таковы, например, образцы хлоритовых сланцев, взятых с правых притоков р. Умбы, выше Верхнего Падуна. Под микроскопом в них различается сетка чистых двойников альбита, расположенных друг к другу под углом. Это придает структуре офитовый, или интерсерталевидный, облик. Размер двойничков альбита не превышает 0.15—0.25 мм или 0.2—0.5 мм. Чаще всего это простые двойники, с неровными, как обычно, зубчатыми очертаниями. Широкие таблицы и агрегаты чешуек хлорита выполняют остальную массу. Таким образом, альбит как бы погружен в сплошное зеленое поле.

Определение констант на федоровском столике показало следующий состав альбита в двух образцах альбито-хлоритовых сланцев:

2V	Bn_g	Bn_m	Bn_p	Закон	№
+ 86°	76°	15°	86°	карлсбадский	4
+ 85	85	16	78	манебахский	10

Химический анализ образца (65) показал принадлежность его к спилитовому типу. Анализ производился в химической лаборатории Петрографического института Академии Наук, Н. Ф. Дедовой.

Компоненты	Содержание в %	Эквиваленты	
SiO ₂	48.02	0.9078	} 0.9328
TiO ₂	1.75	0.0250	
Al ₂ O ₃	14.22	0.1586	
Fe ₂ O ₃	3.01	0.0214	} 0.1800
FeO	10.22	0.1604	
MgO	6.40	0.1761	} 0.4167
CaO	4.36	—	
MnO	0.12	0.0023	
Na ₂ O	3.67	0.0689	
K ₂ O	0.40	0.0090	} 0.0799
H ₂ O+	4.22		
H ₂ O-	0.18		
CO ₂	3.80		
100.37			
2.3R ₂ O · R ₂ O ₃ · 5.2SiO ₂			
α = 1.96; β = 64			
R ₂ O:RO = 1:4.3			

Количественно-минералогический состав в объемных процентах:

Альбит	33.88
Хлорит	51.70
Кварц	7.80
Кальцит	5.06
Пирит	1.56
100	

Большинство образцов альбито-хлоритовых сланцев, однако, обнаруживает резкую сланцеватую текстуру без всяких признаков первичного сложения. Вследствие громадного развития хлорита структура породы может быть названа лепидобластической. Х л о р и т — пеннин, окрашен в зеленый цвет; обнаруживает плеохроизм, низкие интерференционные цвета и положительное удлинение. Образует в породе самостоятельные выполнения и жилки. А л ь б и т уже редко встречается в идиоморфных двойничках; обычно он раздроблен в мелкозернистую массу и тонко распределен среди кварца. На ряду с хлоритом, альбитом и кварцем в громадном количестве в породе встречаются к а л ь ц и т и в меньшем — л е й к о к с е н, распределенные по сланцеватости. Кальцит, так же как хлорит и кварц, образует самостоятельные жилки в породе. Изредка, еще в шлифах, наблюдается актинолит в мелких обрывочках, окутанных войлоком хлорита.

Химический состав одного тонколистватого спрессованного сланца

(обр. 67) определен В. М. Некрасовой в лаборатории Петрографического института Академии Наук. Результат анализа с пересчетом на магматическую формулу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга приведен ниже.

Компоненты	Содержание в %	Эквиваленты	
SiO ₂	49.70	0.9780	} 1.0005
TiO ₂	1.65	0.0225	
Al ₂ O ₃	12.56	0.1396	} 0.1515
Fe ₂ O ₃	1.68	0.0120	
FeO	12.50	0.1970	} 0.3524
MgO	5.24	0.1510	
CaO	5.24	0.0009	} 0.0418
BaO	0.10	0.0035	
MnO	0.16	0.0400	} 0.3942
Na ₂ O	2.09	0.0018	
K ₂ O	0.12	—	
P ₂ O ₅	0.14		
CO ₂	4.34		
H ₂ O+	4.52		
H ₂ O-	0.06		
	100.10		
	2.6RO.R ₂ O ₃ 6.6SiO ₂		
	$\alpha = 2.36; \beta = 55$		
	R ₂ O:RO = 1:8.4		

По сравнению с предыдущим, анализ обр. 67 показывает увеличение закисного железа и уменьшение натра. Это, несомненно, связано с увеличением количества хлорита в породе за счет альбита, при прогрессирующем изменении пород при динамометаморфизме.

Метадиабазы

Плотные породы серовато-зеленого цвета, иногда с сохранившейся офитовой структурой, хорошо заметной даже простым глазом на пришлифованной поверхности. Под микроскопом первичная структура видна отчетливо: лейсты плаггиоклаза, в виде хорошо образованных кристаллов, вдаются своими окончаниями в крупные зерна цветных. Плаггиоклазовые призмы редко совершенно чисты и прозрачны; обычно они целиком соскритизированы. По их краю постоянно наблюдается узкая внешняя кайма альбита. Величина призм плаггиоклаза колеблется от 0.2 до 1 мм.

Определение оптических констант у некоторых подходящих для этой цели зерен на универсальном столике Федорова дало следующие результаты:

№ шлифа	2V	Vn_g	Vn_m	Vn_p	Закон	№
34	+ 74°	70	21	85	карлсбадский	2
34	+ 75	70	20	87	»	2
26	+ 84	20	71	86	альбитовый	0
34 ¹	+ 80	78	12	88	карлсбадский	2

Цветные минералы представлены, главным образом, широкими пластинами грязнозеленой роговой обманки актинолитового типа. Но в нескольких образцах с Вирм-вараки был отмечен довольно редкий случай сохранения в породах свиты Имандра — Варзуга первичного пироксена. Пироксен обычно в плохой сохранности, наблюдается только в ядре зерен, с краев же замещается вторичным амфиболом и хлоритом. Размер зерен колеблется от 0.1 до 1.5 мм. Окраска слабо заметна, имеет буровато-желтый оттенок. Плеохроизма почти нет. Форма зерен в поперечных разрезах довольно часто сохраняется очень отчетливо. Наблюдались случаи включения хорошо образованных зерен пироксена в ильмените, свидетельствующие о более позднем выделении последнего. На универсальном столике Федорова для пироксена получены следующие данные:

№ шлифа	2V	Cn _g	n _g — n _p
23	54	39	0.020
34 ¹	56	40	0.025

Однако образцы с сохранившимся пироксеном исключительно редки. Большой частью на их месте находятся псевдоморфозы, выполненные амфиболом. Последний образует широкие пластины волокнистого сложения, слабо окрашенные и почти не плеохроирующие, в свою очередь, интенсивно замещающиеся хлоритом.

Для амфибола получены следующие данные на универсальном столике Федорова:

№ шлифа	2V	Cn _g	n _g — n _p
40	— 84	13	0.021
40	— 82	18	0.024
38	— 76	12	0.013

По всем оптическим данным, этот амфибол принадлежит к актинолиту.

Из остальных минералов, слагающих породу, нужно отметить значительное количество хлорита, занимающего либо интерстициальные промежутки между призмами плагиоклаза, либо замещающего амфибол. По своим оптическим свойствам (низкая интерференционная окраска, прямое угасание, отсутствие двойников), хлорит должен быть отнесен к пеннину. Некоторые, встречающиеся участками, радиальнолучистые агрегаты хлорита с положительным удлинением, с отрицательным оптическим знаком и с несколько более высокой интерференционной окраской, возможно, принадлежат делесситу.

Из аксессуарных минералов нужно отметить эпидот, цоизит, апатит, кварц; из рудных — пирит, магнетит, ильменит. Из них преобладает ильменит, который образует иногда крупные выделения, почти нацело при этом лейкоксенизированные. В более сохранившихся образцах пород, в частности в пироксеновых метадиабазях, такие лейкоксены содержат, — либо в ядре зерна, либо узкими полосами вдоль ромбических плоскостей, — неизменный черный ильменит.

Ниже приводится химический анализ метадиабазы (обр. 23) с сохранившимся пироксеном. Анализ производился в химической лаборатории Петрографического института Академии Наук аналитиком В. М. Некрасовой.

Компоненты	Содержание в %	Эквиваленты	
SiO ₂	48.36	0.826	} 0.837
TiO ₂	0.91	0.011	
Al ₂ O ₃	15.39	0.155	
Fe ₂ O ₃	2.18	0.014	} 0.169
FeO	8.41	0.120	
MgO	6.91	0.179	} 0.524
CaO	12.20	0.222	
BaO	нет	—	
MnO	0.18	0.003	} 0.568
Na ₂ O	2.27	0.037	
K ₂ O	0.63	0.007	
P ₂ O ₅	0.13		} 0.044
CO ₂	нет		
H ₂ O+	2.70		
H ₂ O-	0.02		
100.29			
3.36R ₂ O.R ₂ O ₃ .4.95SiO ₂			
R ₂ O:RO = 1:11.9			
α = 1.56; β = 88			

Пересчет на магматическую формулу произведен по методу акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. В анализе обращает на себя внимание высокий процент одноокисей двухвалентных металлов, резко отличающий анализи-

рованный образец от состава среднего нормального диабаза. Зато в отношении щелочей наблюдается даже уменьшение их количества, по сравнению с количеством их в нормальных диабазах. На ряду с такими сосюритовыми метадиабазами, в свите встречаются разности их, которые, наоборот, сильно обогащены альбитом. Это сказывается на содержании в них эпидота, количество которого в подобных случаях спускается до ничтожной примеси. Минеральный состав таких альбитизированных диабазов состоит преимущественно из альбита, уралитовой роговой обманки, хлорита. Химический состав показывает обогащение натром, типичным для спилитов, что дает повод назвать эти метадиабазы «интрузивными спилитами» в смысле, указанном выше.

Ниже приводится анализ альбитизированного метадиабазы, с пересчетом на магматическую формулу акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и с количественно-минералогическим подсчетом анализированного образца. Анализ производился в лаборатории Петрографического института Академии Наук Е. Мухиной. Параллельно к нему для сравнения приводятся анализы средних спилитов: по Сундиусу (Sundius, 1930), — II и, по Уэллсу (Wells, 1922/1923), — III.

Компоненты	А н а л и з ы		
	I	II	III
SiO ₂	48.40	51.22	46.01
TiO ₂	1.10	3.32	2.21
Al ₂ O ₃	13.20	13.66	15.21
Fe ₂ O ₃	2.95	2.84	1.35
FeO	9.63	9.20	8.69
MgO	6.66	4.55	4.18
CaO	8.67	6.89	8.64
MnO	0.21	0.25	0.33
BaO	нет	—	—
Na ₂ O	4.56	4.93	4.97
K ₂ O	0.28	0.75	0.34
P ₂ O ₅	нет	0.29	0.61
CO ₂	0.67	0.94	4.98
H ₂ O ⁺	3.80	1.88	2.48
H ₂ O ⁻	0.28	—	—

100.41



$$\alpha = 1.7; \quad \beta = 82$$

$$R_2O : RO = 1:6$$

Количественно-минеральный состав

обр. I в об. %:

Альбит	29.50
Амфибол	47.12
Хлорит	7.87
Лейноксен	10.88
Эпидот	3.38
Кальцит	2.00
Рудные	0.13

100.00

Габбро-диабазы

Крупнозернистые породы черного или темносерого цвета. Сложены крупными, до 5 мм, пластинами амфибола, образующими сплошную зернистую массу, среди которой зерна плагиоклаза плохо различимы. В других случаях имеют пятнистый облик, с мелкозернистой серой массой, на фоне которой отчетливо видны темные выделения амфибола, 2—3 мм в диаметре.

Под микроскопом — ясная офитовая структура, переходящая местами в пойкило-офитовую. Главные составные части породы — амфибол и плагиоклаз. Амфибол встречается в виде широких листоватых таблиц и раз-

еденных зерен без правильных окончаний, со щеткой волокон, выдающихся в сторону. Окраска слабозеленоватая, с трудно уловимым плеохроизмом. Правильных форм, свидетельствующих бы о замещении пироксена, нигде не встречается. Все формы таблиц неправильные, и в большинстве случаев амфибол изнутри обильно замещается хлоритом, сохраняя нетронутыми лишь краевые части. Для амфибола получены следующие данные на универсальном столике Федорова:

№ шлифа	2V	Cn_g	$n_g - n_p$
68	— 78°	12°	0.020
68	— 74	14	—
42	— 86	20	0.021

По этим оптическим данным амфибол принадлежит к актинолиту.

Плаггиоклаз выполняет промежутки между зернами амфибола. Призмы плаггиоклазов в значительной степени разложены и иногда целиком замещаются землисто-серой массой сосюрита. Размер призм, по сравнению с пластинами амфибола, не велик (1—1.5 мм). Данные, полученные на универсальном федоровском столике, следующие:

№ шлифа	2V	Bn_g	Bn_m	Bn_p	Закон	№
68	+ 72°	77	16	82	карлсбадский	7
42	+ 80	80	13	85	»	8

Кроме амфибола и плаггиоклаза, единственной более или менее заметной составной частью, присутствующей в габбро-диабазе, является ильменит. Ильменит большей частью лейкоксенизирован либо целиком, либо с сохранением черных неизмененных ядер. Вторичными минералами являются хлорит и в меньшем количестве — цоизит.

Химический анализ одного типичного образца, взятого из большой интрузии габбро-диабазы на р. Западный Айкуайвенчиок, приведен нами ниже (обр. 82). Анализ производился химиком Л. Б. Тумилович в химической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР.

Компоненты	Содержание в %	Эквиваленты	
SiO ₂	48.23	0.823	} 0.858
TiO ₂	1.16	0.015	
Al ₂ O ₃	14.18	0.142	
Cr ₂ O ₃	0.07	0.001	} 0.159
Fe ₂ O ₃	2.55	0.016	
FeO	9.24	0.131	} 0.564
MgO	8.30	0.212	
CaO	12.00	0.218	
BaO	нет	—	
MnO	0.18	0.003	} 0.592
Na ₂ O	4.59	0.026	
K ₂ O	0.28	0.002	
H ₂ O+	1.45		}
H ₂ O-	0.11		
P ₂ O ₅	0.01		
SO ₃	0.47		
CO ₂	нет		
Нерастворимый остаток	0.12		
	99.94		
	3.72R ₂ O · R ₂ O ₃ 5.27 SiO ₂		
	R ₂ O:RO = 1:20.1		
	α = 1.57; β = 89		

Сравнение этого анализа с приведенным ранее анализом пироксен-содержащего метадиабазы (обр. 23, стр. 52) обнаруживает их полное сходство. Некоторое увеличение количества магнезии и уменьшение количества

глинозема в последнем образце вполне согласуются с теми явлениями, которые наблюдаются при процессе уралитизации. Зато, в полную параллель к тому, что наблюдается и в обр. 23, в последнем анализе обращает на себя внимание высокое содержание одноокисей двухвалентных металлов. Это объясняется тем, что в обоих случаях альбит очень богат включениями различного рода, но, главным образом, минералами эпидот-цоизитовой группы. В некоторых случаях включений так много, что они почти нацело вытесняют полевошпатовое вещество. В соответствии с этим в породах наблюдается некоторое обогащение известью и потеря щелочей. Как мы видим, и в обр. 82 количество щелочей значительно ниже выведенного для среднего состава диабазов (Дэли, 1936).

Метагаббро горы Перькварь

Макроскопически — это плотные, среднезернистые породы, состоят из темнозеленых призмочек роговой обманки, длиной до 3 мм, и серых пятен плагиоклаза.

Под микроскопом — крупнозернистая офитовая структура. Крупные призмы плагиоклаза равномерно разбросаны по всему шлифу, образуя между собой входящие углы, либо вдаваясь сдвими основаниями в более крупные призмы амфибола. Преобладающими минералами в составе породы являются плагиоклаз и роговая обманка. В виде второстепенных компонентов следует отметить биотит, ильменит, кварц, апатит и вторичные продукты выветривания — цоизит и эпидот.

Плагиоклаз образует широкие и сравнительно чистые призмы со слабо извилистыми или совершенно прямыми контурами боковых граней. Почти все призмы в полисинтетических двойниках. Углы погасания в симметричной зоне — 26°, — 27°; в сеч. \perp РМ — 28°. То и другое согласно указывает на основной плагиоклаз ряда лабрадора. В некоторых образцах плагиоклаз целиком замещен грязносерой массой соссюрита.

Роговая обманка. Слабо-окрашенная уралитовая роговая обманка образует крупные, неправильные зерна или вытянутые широкие призмы. Плеохроизм почти отсутствует. Цвет зеленовато-серый. Строение зерен волокнистое или тонколистчатое.

Биотит встречается либо в единичных пластинках, в значительной степени хлоритизированных, либо в кучных скоплениях мелких коричневатых чешуек с резким плеохроизмом.

Цоизит и эпидот образуют скопления мелких кристалликов, заметно выделяясь среди окружающей массы своим высоким рельефом и аномальными цветами интерференции.

Ильменит присутствует в виде крупных зерен, черных в проходящем свете, с буро-серой каемкой лейкоксена вокруг неизмененного ядра.

Кварц выделяется, главным образом, в интерстициях между призмами плагиоклаза, в виде чистых, ровно гаснущих зерен.

Апатит в мелких столбиках и шестиугольных разрезах, с обычным высоким рельефом и низкими цветами интерференции. Нередко включен в зерна амфибола.

Ультраосновные породы (метапироксениты)

По внешнему виду — вязкие темносерые породы. Простым глазом хорошо видны спайные плоскости вытянутых амфиболовых призм, перепутанных между собой самым тесным образом. Под микроскопом — среди мелковолокнутой, бесструктурной хлорито-актинолитовой массы выделяются крупные пластины без правильных очертаний, со шеткой тонких волокон на концах, или, при поперечном сечении, уралитовые псевдоморфозы по пироксену, с роговообманковой спайностью, но ясно сохранившие еще очертания замещенного минерала. Большинство пластин расчленено

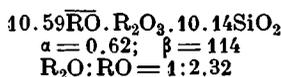
прожилками, по которым выделяется зеленоватый хлорит с вкрапленными в нем иглами актинолита.

Остальные минералы в подчиненном количестве. Из их числа нужно отметить довольно многочисленные неправильные зерна пирита. Образование пирита нужно относить к поздней фазе, так как большинство зерен его имеет ситовидную структуру и включает многочисленные иглы и призмочки актинолита.

Ниже приводится анализ подобной ультраосновной породы (обр. 4), выполненный аналитиком Л. Б. Тумилович в химической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР.

Компоненты	Содержание в %	Компоненты	Содержание в %
SiO ₂	43.35	K ₂ O	0.09
TiO ₂	1.96	Na ₂ O	0.16
Al ₂ O ₃	6.88	FeS ₃	1.87
Fe ₂ O ₃	1.73	H ₂ O-	0.31
FeO	10.82	H ₂ O+	3.48
MnO	0.22		
CaO	8.67		
MgO	18.15	Потеря при про-	
P ₂ O ₅	0.24	каливании	1.67
Cr ₂ O ₃	0.27	CO ₂	нет
			<hr/>
			99.87%

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



По химическому составу порода принадлежит к пироксенитам, с малым даже для этих основных пород значением α и низким содержанием щелочей.

Альбитофиры (кератофиры)

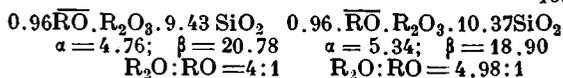
По внешнему виду породы имеют светлосерый или темносерый цвет и сланцеватый габитус. Часто на плоскостях сланцеватости находится довольно много слюды, благодаря чему поверхность этих плоскостей шелковиста и блестяща. Микроструктура порфиристая. Основная масса чаще всего аллотриоморфная, мелкозернистая (0.02—0.05 мм). Состоит из кварца, альбита и микроклина. Полевой шпат можно легко отличить от кварца, благодаря наличию отчетливого дисперсионного эффекта на стыке с последним. Кроме того, альбит основной массы изредка сохраняет форму вытянутых прямоугольных лейсточек (тонкие полисинтетические двойники, размером 0.1—0.2 мм в длину). В других случаях, хотя форма лейст альбита утрачивается, двойниковая штриховка все же сохраняется и еще различима в мелкозернистом агрегате. Кварц образует округлые чистые зерна. Других минералов в основной массе очень мало; в тех случаях, когда они присутствуют, они представлены мелкими чешуйками мусковита, биотита, зернами циркона, иголочками рутила и т. д. И только в более метаморфизованных и ослабцованных разностях процент слюды значительно возрастает. Здесь в большом количестве появляются мелкочешуйчатый зеленовато-желтый биотит и пластинчатый мусковит, располагающиеся по сланцеватости. В единичных случаях наблюдается и сине-зеленая роговая обманка в виде узких, тонких призмочек. В то же время тонкозернистая основная масса обнаруживает параллельно-сланцеватую структуру. Наблюдается обособление составленных кварцево-полевошпатовым агрегатом бесцветных полос и чередующихся с ними цветных полос, составленных чешуйками биотита, мусковита и хлорита.

Вкрапленники представлены альбитом, образующим прямоугольные двойники — простые и полисинтетические, размером 0.6—0.8 и 1.5—2 мм.

Иногда вкрапленники резко деформированы — разорваны, искривлены и изогнуты; в других случаях края их резорбированы со стороны основной массы, что придает их формам неправильные очертания. Промежутки между разорванными частями заполнены кварцево-полевошпатовой основной массой, биотитом, иногда кальцитом и магнетитом. В некоторых случаях вкрапленники имеют структуру шахматных альбитов. Кварца среди вкрапленников не наблюдалось. Ниже приводятся два анализа альбитофиринов, взятых с обнажений на р. Умбе. Они показывают очень близкий между собой химический состав.

Анализ I производился в химической лаборатории Петрографического института Академии Наук СССР аналитиками Е. Мухиной и Н. Дедовой и анализ II — аналитиком В. Некрасовой.

Компоненты	I	II	Компоненты	I	II
SiO ₂	74.96	77.09	BaO	0.12	0.18
TiO ₂	0.57	0.46	Na ₂ O	4.02	3.07
Al ₂ O ₃	12.14	11.32	K ₂ O	3.57	4.73
Fe ₂ O ₃	2.22	2.22	P ₂ O ₅	нет	0.06
FeO	0.79	0.72			
CaO	0.46	0.22			
MnO	следы	0.03	H ₂ O-	0.32	не найдено
MgO	0.23	0.18	H ₂ O+	0.70	не найдено
				100.10	100.28



Обе породы показывают химический состав типичных кварцевых кератофиринов. Правда, в обоих случаях наблюдается высокое содержание K₂O, обычно мало свойственное этому типу пород, для которых более типично преобладание натра над кали. Объяснение высокого содержания K₂O нужно искать в большом количестве микроклина, находящегося в основной массе паших кератофиринов.

II. МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Хлорито-мусковитовые сланцы

Сланцеватая порода серо-зеленого цвета, средней плотности, с ярким шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости от чешуек хлорита и слюды. Суша наощупь; иногда очень тонко расслапцована. Много мелких послонных кварцевых прожилок.

Микроструктура лепидобластическая, вследствие громадного развития мелких чешуек слюды и хлорита. Текстура сланцеватая: наблюдается послонное распределение, с одной стороны, полос почти одного кварца (с небольшой примесью альбита) и, с другой стороны, — полос, составленных цветными (слюда, хлорит). Такое распределение материала отражает, очевидно, первоначальную слоистость. Главные составные части породы: кварц, хлорит, мусковит и пирит. Кварц образует плотные агрегаты из изометричных, несколько зазубренных чистых зерен. Величина зерен 0.05—0.25 мм. Хлорит — в чешуйках и пластиночках зеленого цвета, ясно плеохроирует, имеет тусклые зеленовато-желтые цвета интерференции. Мусковит — узкие пластиночки, всегда в ассоциации с хлоритом. Мелкие кубики пирита распределены по всей площади шлифа, но главная их масса все же приурочена к выделениям цветных, образуя на их фоне вытянутые по сланцеватости цепочки. В подчиненном количестве в породе встречаются рельефные столбики и зерна ярко поляризующего эпидота, иногда растущего поперек сланцеватости. В некоторых более метаморфизованных разностях количество эпидота значительно возрастает. Одновременно с этим хлорит замещается желтовато-зеленым биотитом. Это увеличение эпидота, как и появление биотита на месте хлорита, отражает

более высокую стадию в процессе метаморфизации сланцев, что, очевидно, связано с более низким положением этого горизонта сланцев в разрезе: образцы таких сланцев были взяты в непосредственной близости к Верхнему Падуну, т. е. почти в основании сланцевой толщи.

Из акцессорных минералов почти во всех образцах отмечены узкие столбики турмалина, с хорошими конечными гранями, и узкие иглы (толщина игол не более 0.01 мм), коленчатые двойники рутила с резким рельефом и яркими интерференционными цветами.

Анализ одного образца (54) мусковито-хлоритового сланца с р. Умбы приведен ниже. Анализ производится в химической лаборатории Петрографического института Академии Наук СССР; аналитик В. М. Некрасова.

Компоненты	Содержание в %	Компоненты	Содержание в %
SiO ₂	57.50	BaO	0.10
TiO ₂	2.11	K ₂ O	3.90
Al ₂ O ₃	17.45	Na ₂ O	0.70
Fe ₂ O ₃	1.19	P ₂ O ₅	0.08
FeO	8.34	H ₂ O+	3.66
CaO	0.13	H ₂ O-	0.16
MgO	4.64		
MnO	0.17		100.13

Серицитовые сланцы, обнажающиеся у Островского порога, на р. Умбе, или на грунтовой дороге от ст. Апатиты на Щучью губу, менее предыдущих метаморфизованы, почему и отличаются от них своим хорошо сохранившимся осадочным обликом. Макроскопически — это светлые, кварцитоидные (не чешуйчатые), иногда сланцеватые породы плотного сложения. Для них характерно сохранение первоначальной слоистости в виде закономерно чередующихся тонких полосок кварца и серицита с хлоритом. Под микроскопом структура лепидобластическая, мелкозернистая (размер зерен кварца 0.02—0.08 мм). Текстура сланцеватая. Главная масса породы состоит из агрегата мелких неправильных зерен кварца, погруженных в плотную массу из серицита и хлорита. Полевошпатовые зерна встречаются среди кварца только в подчиненном количестве. Узкие столбики бледнозеленого турмалина растут во всех направлениях, иногда поперек сланцеватости. Пирит присутствует в значительном количестве; он хорошо заметен на поверхностях сланцеватости благодаря наличию на них многочисленных ржаво-бурых пятен.

Кварциты

Макроскопически: цвет светлосерый и ровный повсюду. Слабый охристый налет наблюдается только на плоскостях трещиноватости. В породе присутствует почти один кварц; зерна его очень мелкие, и только в редких случаях отдельные песчинки его хорошо различаются под лупой. Цементирует эти песчинки тоже кварцевая масса, имеющая сливную габитус и расклевывающаяся с блестящим стеклянним изломом. На светлом фоне кварца хорошо выделяются лишь мелкие черные точки магнетита.

Под микроскопом структура неравномернoзернистая. Более крупные зерна кварца, округлых или изрезанных очертаний, располагаются в мелкозернистой кварцевой массе. Отдельные зерна кварца при этом тесно прилегают друг к другу, без всяких признаков цемента. Лишь местами оказываются зажатые между зернами кварца узкие ленточки хлоритизованного биогита и серицита. В других случаях в цементе появляется значительное количество карбоната. Во всех шлифах довольно много магнетита, заключающего нередко карбонат, кварц и другие минералы и являющегося, таким образом, несомненно более поздним выделением.

Зерна кварца обнаруживают всегда резко волнистое погасание. Величина зерен колеблется от 0.05 до 0.5 мм. Наиболее обычная величина 0.25 мм.

Известняки и доломиты

По цвету различаются на белые и серые разновидности. Белые очень плотны; отдельные зерна в них не различимы простым глазом. Серые — более зернисты, мраморовидного облика. Среди них часто встречаются полосатые разновидности. Среди тех и других много мелких жилок кварца.

Под микроскопом — мелкозернистая мраморовидная структура. Агрегаты мелких кристалликов распределены либо равномерно, либо по сланцеватости. Размер их 0.1—0.4 мм. Среди карбонатов встречаются в небольшом количестве мелкие чистые зерна кварца. В некоторых случаях кварц образует участки мозаичного строения или прожилки в породе. В химической лаборатории Петрографического института Академии Наук СССР аналитиком Н. Х. Айдиньян произведен анализ трех образцов известняков, результаты которого приведены в следующей таблице:

Известняк	SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO
Белый	3.51	1.41	33.93	16.15
Светлосерый	12.94	2.39	45.47	4.68
Темносерый	4.20	3.32	28.75	49.09

Как видно из этой таблицы, описываемые породы относятся частью к слабо магнезиальным известнякам, частью к настоящим доломитам. Количество нерастворимой примеси в них значительно колеблется.

Тонкозернистые филлиты

Филлиты, встречающиеся в виде прослоек разной мощности среди доломитов и известняков, окрашены по большей части в светлые тона (розовые, светлозеленые, серо-лиловые и т. д.), имеют мягкий шелковистый блеск, типичный для филлитов. Под микроскопом структура чешуйчатая. Главная масса породы состоит из мельчайших чешуек (0.01—0.02 мм) светлого слюдистого минерала, с прямым угасанием и с цветами интерференции, отвечающими мусковиту. В промежутке между ними — хлоритовый минерал. В такой плотной чешуйчатой массе встречаются многочисленные тонкие (до 0.01 мм) иглы турмалина, слабо просвечивающие зеленоватым цветом. Они хорошо ограничены и ясно отличаются по своей кристаллической форме. Менее обычны одиночные, иногда сросшиеся, кристаллики рутила и округлые столбики циркона. В большом количестве встречаются мельчайшие окисленные кубики пирита, окруженные красной пленкой лимонита. Их присутствие, очевидно, обуславливает розовый цвет некоторой части сланцев. Кварц в шлифе присутствует в подчиненном количестве. Это обусловлено, быть может, тем, что большинство шлифов сделано по сланцеватости. Иногда в породе присутствуют мелкие (до 1 см в поперечнике) округлые конкреции, состоящие из кварца и кальцита. Размер зерен кварца в этих конкрециях 0.2—0.4 мм.

Черные или темносерые филлитовидные сланцы, также встречающиеся среди доломитов и известняков, близко примыкают к предыдущим. Они иногда образуют прослои в несколько десятков метров мощности. Их темная окраска объясняется присутствием графитового вещества, тонко распределенного в породе. С графитом постоянно ассоциируются тончайшие иглы рутила. Главная масса породы представлена, главным образом, мелкими зернами кварца (0.05—0.15 мм) и чешуйками слюдистого минерала. Как и в других сланцах, в большом количестве здесь встречаются светлозеленые просвечивающие столбики турмалина. Эти сланцы залегают в самых верхах известняковой толщи. Их покрывают темнозеленые или темносерые мелкочешуйчатые серицитовые сланцы, иногда тонко гофрированные. Размер зерен в них также крайне невелик (зерна кварца 0.02—0.1 мм). Состав: кварц, серицит, хлорит, кальцит. Текстура параллельно-сланцеватая: полосы кварца чередуются с карбо-

натовыми прожилочками и прослойками слюды. В некоторых шлифах серицита очень мало, зато значителен процент хлорита. Присутствие хлорита, повидимому, указывает на примесь туфового материала во многих сланцах.

Метаморфизм и метаморфические фации

В пределах изученного района свита Имандра — Варзуга нигде не прорывается молодыми гранитами. Этим, может быть, объясняется то обстоятельство, что метаморфизация пород, слагающих свиту, характеризуется относительно низкотемпературными стадиями и вызвана действием неглубокого регионального метаморфизма. И в осадочной и в изверженной сериях, между которыми в этом отношении наблюдается полное соответствие, метаморфизация пород не переходит тех пределов, которые характерны для верхних зон регионального метаморфизма, эпизоны и частью мезозоны.

В осадочной серии наиболее метаморфизованными породами являются мусковито-биотитовые сланцы с эпидотом. Они залегают в основании свиты; верхние горизонты свиты сложены различными филлитовидными сланцами, среди которых — псаммитовые прослои, часто еще сохраняющие первичную кластическую структуру песчаников.

Наблюдаемые метаморфические изменения в породах изверженной серии определяются рядом широко известных процессов, из которых альбитизацией затронуты по преимуществу эффузивные породы, соссюритизацией и уралитизацией — интрузивные метагаббро и метадиабазы и, наконец, хлоритизацией — зоны тех и других пород, наиболее подвергшихся действию динамометаморфизма. Большинство этих процессов связано с орогеническим давлением, и только альбитизация, возможно, принадлежит к числу более ранних процессов.

При альбитизации наблюдается существенный привнос в породу натра, с разрушением аортитовой молекулы первоначального плагиоклаза и с частичным выщелачиванием извести, что влечет за собой «спилитовое» перерождение породы. Насколько глубоко идет изменение, показывают анализы порфирита и альбитизированного диабазы, где содержание окиси натрия соответственно повышается до 6.28 и 4.56%. Есть основание думать, что альбитизация приурочена к концу собственно магматической стадии застывания пород, когда при пониженной температуре и при наличии концентрированных водных растворов могло начаться замещение ранее выделившихся основных плагиоклазов альбитом и выделение последнего по трещинкам, пустоткам и в самой породе. Иллюстрацией таких поздних выполнений являются многочисленные гидротермальные жилки, состоящие по преимуществу из альбита, кальцита, кварца и, меньше, эпидота. Из рудных выделений в них присутствуют железный блеск и пирит.

Несмотря на то, что описываемый метасоматический процесс является совершенно независимым и может протекать, не вызывая других изменений в породе, как это наблюдается, например, в альбит-пироксеновых спилитах, все же обычный разложенный габитус спилитовых пород показывает, что в них наряду с альбитом в большом количестве развиваются и другие характерные минералы, как эпидот, актинолитовая роговая обманка — вероятно параллельно процессу альбитизации.

При соссюритизации мало меняется валовой состав породы, но все же наблюдается некоторое увеличение количества извести и уменьшение щелочей. Соссюритизацией резко затронуты те породы, которые в наибольшей степени испытали действие динамометаморфизма. Поэтому интрузивные метагаббро горы Перькварь, например, обнаруживают сравнительно слабую соссюритизацию и сохраняют основной плагиоклаз, тогда как в большинстве образцов метадиабазов полевошпатовое вещество целиком замещено смесью цоизита и эпидота, а альбит среди них встречается только мелкими участками и прожилками.

В соответствии с такой неравномерностью проявления одностороннего давления в зеленокаменных породах возникает ряд различных минералогических ассоциаций, для которых вполне применимо понятие о метаморфической фации (Эскола, 1936). В крайних своих членах эти ассоциации являются достаточно чистыми, приближаясь к некоторому вполне устойчивому «идеальному» типу. Этот случай, однако, чрезвычайно редок, так как большинство ассоциаций загрязнено реликтами от более ранних фаций. Причина этого заключается в том, что большинство реакций в природе не идет до конца, а в зависимости от избытка или недостатка тех или иных компонентов (например, H_2O и CO_2) может привести к различным минералогическим ассоциациям.

При возникновении новых фаций закономерно меняется не только минералогический, но и химический состав пород. Это хорошо отражено на приводимой ниже сравнительной табличке некоторых коэффициентов, взятых из приведенных выше магматических формул.

	α	β	$R_2O:RO$
Метадиабаз (обр. 23)	1.56	88	1:11.9
Альбитизированный метадиабаз (обр. 78)	1.7	82	1:6
Альбито-хлоритовый сланец (обр. 65)	1.96	64	1:4.3
Листоватый хлоритовый сланец (обр. 67)	2.36	55	1:8.4

Все они показывают увеличение значения α и уменьшение значения β при переходе к более метаморфизованным разностям. Наблюдается также закономерное уменьшение щелочных земель по отношению к щелочам. Резкое возрастание щелочных земель в хлоритовом сланце объясняется увеличением в породе хлорита за счет альбита.

Ниже дана попытка схематически наметить различные метаморфические фации в исследованных породах.

1. **А м ф и б о л и т о в а я ф а ц и я.** Характеризуется парагенезисом плагиоклаза, роговой обманки, ильменита. Плагиоклаз — лабрадор; роговая обманка уралитового вида, отличается тонковолокнистым строением и слабой окраской. Можно полагать, что возникла из пироксена, так как реликты его сохраняются в редких случаях; при уралитизации предполагается высвобождение некоторого количества извести и глинозема и поглощение магнезии и воды. К амфиболитовой фации среди пород района относятся метагаббро и часть интрузивных габбро-диабазов.

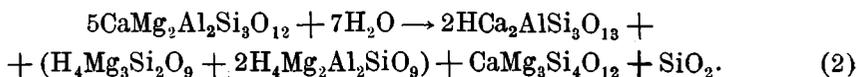
2. **Э п и д о т - а м ф и б о л и т о в а я ф а ц и я.** Характеризуется парагенезисом альбита, эпидот-цоизита, роговой обманки (реликты пироксена), лейкоксена (реликты ильменита). Как видно из этого перечисления, данная фация отличается от предыдущей появлением минералов эпидот-цоизитовой группы и альбита вместо лабрадора. Появление этих новых минералов является результатом действия освобождающихся при уралитизации извести, глинозема и отчасти железа на анортитовую молекулу плагиоклаза. Это понижает содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе, в результате чего последний может быть нацело превращен в альбит. При этих процессах роговая обманка теряет свой уралитовый характер, окрашивается в грязнозеленый или голубовато-зеленый цвет и индивидуализируется в формы различных таблиц, призм, игол и т. д. Реакцию превращения анортита в цоизит можно представить следующей схематической формулой:



Эпидот-амфиболитовая фация типична для таких пород района, как метадиабазы, порфиристы, мандельштейны и др.

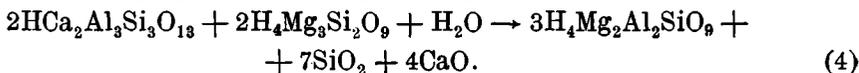
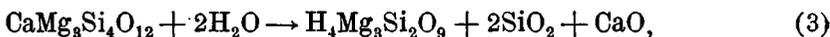
3. **А к т и н о л и т о - х л о р и т о в а я ф а ц и я** является промежуточной между предыдущей фацией и фацией зеленых сланцев. Характери-

зутся парагенезисом альбита, эпидот-цоизита, хлорита и актинолита. В ней в значительном количестве появляется хлорит, который возникает за счет трансформации уралита. При этом магнезия и глинозем из уралита идут в хлорит, а известь и железо — в эпидот. Это можно представить в виде следующей схематической реакции:



Освобождающаяся кремнекислота выделяется как свободный кварц. Необходимость введения этой промежуточной фации объясняется тем, что глиноземсодержащие роговые обманки легче хлоритизируются, чем роговые обманки, не содержащие глинозема. Поэтому на некоторой стадии метаморфизации единственным минералом из группы амфиболов будет актинолит. Это и приведет к появлению настоящей, малоустойчивой актинолито-хлоритовой фации. При дальнейшей метаморфизации и этот амфибол исчезнет, и породы перейдут в более устойчивую фацию зеленых сланцев.

4. **Ф а ц и я з е л е н ы х с л а н ц е в.** Характеризуется парагенезисом альбита, эпидот-цоизита, хлорита. В этой фации весь актинолит и часть эпидота перешли в хлорит. Это превращение невозможно без выноса извести и кремнезема, которые могут теперь выделиться в виде свободных карбонатов и кварца в непосредственной близости (кварцевые и карбонатные минеральные жилы). Оно может быть представлено в виде следующих схематических реакций:



5. **А л ь б и т о - х л о р и т о в а я ф а ц и я.** Характеризуется парагенезисом альбита, хлорита, кальцита и кварца. Эпидот весь превращен в хлорит. Валовой состав породы характеризуется пониженным содержанием извести (4.36 и 5.2% в обр. 65 и 67 вместо 12.20 и 8.67% в обр. 23 и 78) и повышенным содержанием закиси железа (10.22 и 12.50% в обр. 65 и 67) и отчасти щелочей. В некоторых, более метаморфизованных образцах (обр. 67) количество альбита, однако, уменьшается, за счет увеличения хлорита, что сказывается и на валовом составе.

Фации 4-я и 5-я наиболее типичны для альбито-хлоритовых сланцев, дающих чаще всего чистые в фациальном отношении образцы, характерные для крайних стадий превращения.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е л я н н и н Д. С. и Л у п а н о в а Н. П. Горные породы и полезные ископаемые окрестностей селения Поной. Тр. Аркт. инст., 1934, 13.
- Д э л и Р. О. Изверженные породы и глубины земли (перев. с англ. под ред. А. П. Герасимова) 1936.
- Е л и с е е в Н. А. Гранито-гнейсовая формация Сеговерского района в Карелии. Тр. Ленингр. общ. естеств., 1929, 59, вып. 4.
- К а с с и н Н. Г. Геологические исследования по Мурманской ж. д. ст. Оленья—ст. Кандалакша. Матер. по общ. и прикл. геол. Геол. ком., 1923, вып. 43.
- К р о х и н Е. М. Материалы к познанию оз. Умбозера. Изв. Гос. геогр. общ., 1936, 68, вып. 2.
- К у п л е т с к и й Б. М. Геолого-петрографическая характеристика Чуна-тундры на Кольском полуострове. Матер. по петр. и геох. Кольского п-ва, ч. 3, 1933.
- К у п л е т с к и й Б. М. Ультраосновные породы Монче-тундры. Матер. по петр. и геох. Кольск. п-ва, ч. 4, 1935.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., Д ь я к о н о в а - С а в е л ь е в а Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Изд. Акад. Наук, 1933.
- О ж и н с к и й И. С. К геологии западного контакта Хибинского щелочного массива. Изв. Ленингр. геол. треста, 1936, 3 (12).

- Полканов А. А. Предварительный отчет о работах 1923 г. на Кольском полуострове. Изв. Геол. ком., 1923, 42, № 3/4.
- Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк сев.-зап. части Кольского полуострова. Изд. Акад. Наук, 1935.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. инст., 1936.
- Риппас, Носков. Кольская экспедиция 1898. Изв. Русск. геогр. общ., 1899.
- Рихтер Г. Д. Физикогеографический очерк оз. Имандра и его бассейна. Геогр.-эконом. инст. при Ленингр. гос. унив., 1934, вып. 5.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. Перев. под ред. В. Н. Лодочникова, 1934.
- Соустов Н. И. Новые данные по геологии Хибинского района. Доклады Акад. Наук, 1934, 4, № 8/9.
- Геолого-петрографический очерк зеленокаменной толщи к югу от Хибинского массива. Матер. по петр. и геох. Кольск. п-ова, ч. 6, 1935.
- (1). Новый щелочный массив в окрестностях Хибинских тундр на Кольском полуострове. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1938, вып. 12.
- (2). Геолого-петрографический очерк восточных предгорий Чуна-тундры на Кольском полуострове. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1938, вып. 2.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Изд. Акад. Наук, 1935.
- Эскола П. Минеральные фации горных пород. Перев. под ред. Н. А. Елисеева. Центр. геол. библи., 1936.
- Харченко Ф. П. Федорова тундра. Матер. по петр. и геох. Кольск. п-ова, ч. VI, 1935.
- Bailey E. B., Graham G. W. Albitization of Basic Plagioclase Felspar. Geol. Mag., 1909.
- Bastin. Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. J. Geol., 1909, 17; 1913, 21.
- Beskow. Sodra Storfjallet im südlichen Lappland sver. Geol. Undersökn. Årsbok 1929.
- Dewey H., Flett J. S. Some British pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag. 1911.
- Escola. On the petrology of Eastern Fennoscandia. Fennia, 1925, vol. 45.
- Fairbairn. Spilite and the average metabasalt. Amer. J. Sci., 1934, February.
- Hackman. Studien über den Gesteinsaufbau der Kittila-Lappmark. Bull. Comm. Geol. Finl., 1927, № 79.
- Hausen H. Geologie des Soanlahtgebietes im südlichen Karelien. Bull. Comm. Geol. Finl., 1930, № 90.
- The North-Botnian Downfold. Acta Academiae Aboensis, 1936, 9, № 5.
- Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf d. Halbinsel Kola, Fennia, 1890, 3.
- Ueber die präcambrischen Systeme im östlichen Teile von Fennoscandia. Cbl. Min., 1907, № 2.
- Sederholm J. J. Ueber eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. Geol. Finl., 1897, № 6.
- On the Geology of Fennoscandia. Bull. Comm. Geol. Finl., 1932, № 98.
- Sundius N. Zur Frage der Albitisierung im Kirunagebiet. Geol. Foren. Förhand., 1916, vol. 38.
- On the spilitic rocks. Geol. Mag., 1930, 67.
- Vaayunen H. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainun Gebiete. Bull. Comm. Geol. Finl., 1928, № 7.
- Ueber die Stratigraphie der Karelischen Formation. Bull. Comm. Geol. Finl., 1933, № 101.
- Wells A. K. The nomenclature of the spilitic rocks. Geol. Mag., 1922/1923, 59/60.

N. I. SOUSTOV

THE PROTEROZOIC SPILITE-DIABASE FORMATION ON THE KOLA PENINSULA

SUMMARY

The paper presents a full geological-petrographical description of the greenstone rocks of the Kola Peninsula known under the name of the Imandra — Varzuga formation.

The observations embrace an area of about 2200 sq. km. from Lake Imandra in the west to the Polissarskie mountains in the east. A large part of the area is occupied by greenstone rocks, stretched in a belt of a WNW — ESE strike and bounded from both sides by rocks of an older gra-

nitegneissic complex. Into the composition of this complex enter mica schists and gneisses, oligoclase gneiss-granites, amphibolites and microclitic granites. The amount of gabbro-norites and pyroxenites in the region is much less.

The gneiss-schist series has a thickness of about 9 km. and is subdivided into three horizons in ascending order: (1) the horizon of magmatized gneisses and oligoclase gneiss-granites; (2) the horizon of fine-grained mica and mica-garnet gneisses, and (3) the horizon of mica-garnet schists. Among the amphibolites one may distinguish varieties that originated probably at the expense of a recrystallization (1) of large gabbro massifs and (2) of effusive rocks (amphibolite-mandelsteins). The latter occur mainly among the mica-garnet schists.

The Imandra — Varzuga series lies in the narrow geosynclinal depression stretching nearly through the whole of the Kola Peninsula. The axis of this depression in its western part, investigated by the author, is somewhat raised to the north-west towards the Monche-Peninsula on Lake Imandra, due to which in the above direction a wedging out of the series occurs. The contact being insufficiently exposed makes it impossible to establish the nature of the contact of the greenstone series with respect to the surrounding ancient series of gneisses. But in so far as it is possible to establish from observations, the boundary of these series of different age seems to be everywhere a tectonic one.

The rocks of the Imandra — Varzuga series are strongly dislocated and crumpled in a number of fan-shaped folds with steep dips and with an overturning of the limbs of the folds, as it shown in the accompanying sections. The dislocation is especially strongly marked along the southern margin of the greenstone belt, gradually dying out to the north where already relatively slightly metamorphosed rocks are encountered.

In the Imandra — Varzuga formation the author distinguishes: (1) igneous rocks and (2) metamorphosed sedimentary rocks. The igneous rocks belong in time to one eruptive cycle, but the author divides their appearance into three phases: (a) rocks connected with normal sedimentation — pyroclastic products, amygdaloid lavas, effusive diabases; (b) synorogenic intrusions — intrusive diabases; (c) postorogenic intrusions: metagabbros, gabbro-diabases, pyroxenites.

The sedimentary rocks are represented by a large section, at the base of which occur chlorite-muscovitic and muscovite-biotitic schists with intercalations of quartzites, succeeded further upward by limestones and dolomites, passing in turn into the uppermost horizon of phyllites and coal shales. The thickness of the whole section is 3000—4000 m. The greenstone rocks are encountered in all the horizon of the normal section.

The author gives a brief survey of the stratigraphy of the greenstone rocks of Finland and Karelia and reaches the conclusion that the Imandra — Varzuga series belong to the formations of Karelia age. To the same age the author refers also the albitophyres exposed in a number of places among greenstone rocks. Of more recent age within the series is a large intrusion of alkaline and nepheline syenites near the station Titan, representing a satellite injection closely related to and obviously of the same age as the Khibina alkaline massif.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	1
Краткий оро-гидрографический очерк	2
Геологическое строение	7
Гранито-гнейсовая формация	9
Свита Имандра — Варзуга	22
Распространение, стратиграфия и тектоника	22
Описание пород	36
I. Изверженные породы	36
Шаровые лавы и вариолиты	36
Порфириды и мандельштейны	37
Туфобрекчии	41
Уралитизированные авгитовые порфириды	41
Альбито-хлоритовые и альбито-актинолитовые сланцы	48
Метадиабазы	51
Габбро-диабазы	53
Метагаббро горы Перькварь	55
Ультраосновные породы (метапироксениты)	55
Альбитофиры (кератофиры)	56
II. Метаморфизованные осадочные породы	57
Хлорито-мусковитовые сланцы	57
Кварциты	58
Известняки и доломиты	59
Метаморфизм и метаморфические фации	60
Литература	62
Summary	63

Редактор издательства Л. С. Зайцев

Технический редактор П. А. Савельев

Корректор В. Г. Богословский

Сдано в набор 2/II 1940 г. Подписано к печати 26/III 1940 г. Формат 70×108¹/₁₆. Объем 4¹/₂ п. л. и 1 вкл. В 1 п. л. 58000 печ. зн. Уч.-изд. л. 6.14. Тираж 800 экз. А22907. РИСО № 962. АНИ № 1283.

1-я Образцовая тип. Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Валовая, 28. Заказ № 106

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 1. 1931. Стр. 87. 39 фиг. 2 карты. Ц. 2 р. 25 к.

Среди статей: А. С. Гинзберг и Н. М. Карандашев. О применении калагеранского базальта для литья. П. И. Лебедев. Месторождение пемзы Алагеза (Арагаца). Б. В. Залесский и В. П. Петров. Материалы к изучению Анийского месторождения пемзы. П. И. Лебедев. Зона стронциевых туфовых лав Алагеза (Арагаца).

— Вып. 2. 1932. Стр. 114, с фиг. Ц. 2 р. 50 к.

Среди статей: Б. М. Куплетский. К изучению диабазовых пород Новой Земли. Б. М. Куплетский. Основные породы Панских высот на Кольском полуострове. О. А. Воробьев. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии центрального водораздела Кольского полуострова. Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец. Щелочной комплекс Турьего мыса.

— Вып. 4. 1933. Стр. 109. 50 фиг. Ц. 3 р. 50 к.

Среди статей: Д. С. Белянкин. О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах. А. С. Гинзберг. К вопросу о взаимоотношениях между силикатами и сульфидами. А. В. Москвин. Тефроит из древних шлаков. Н. А. Торопов. О фаялитовом шлаке Карабацкого медеплавильного завода.

— Вып. 5. 1935. Стр. 207. 21 фиг. Ц. 10 р.

Среди статей: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Статистическая характеристика химизма базанитов. П. И. Лебедев и В. А. Молева. Пневматолитовая порода Приазовской кристаллической полосы. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О своеобразном типе дифференциации в варьолите Яглубы. Т. М. Окнова. Химико-минералогическое исследование гранитов и диабазов восточного побережья Онежского озера.

— Вып. 6. Академику Францу Юльевичу Левинсон-Лессингу к пятидесятилетию научной деятельности (1884—1934). 1934. Стр. 492. Ц. 1 пер. 20 р.

Среди статей: Список трудов Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Ч. А. Преображенский. О средних магматических формулах. Б. М. Куплетский и Т. М. Окнова. Количественно-минералогический состав нефелиновых пород. Н. П. Яхонтов. Классификация генетических типов гранита.

КНИГИ ВЫСЫЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ

Адрес: Москва, Б. Черкасский пер., д. 2, „АКАДЕМКНИГА“

Адреса филиалов конторы „АКАДЕМКНИГА“

Ленинград 104, пр. Володарского, 53а.

Киев, ул. Свердлова, 15.

Харьков, ул. Свободной Академии, 13.

Одесса, ул. 10-летия Красной Армии, 28.

Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68.

Минск, Советская, 39.

Казань, Пионерская, 17/38.