



## В В Е Д Е Н И Е

Территория листа Q-36-ХУП, ограничиваемая координатами  $34^{\circ}00'$  -  $35^{\circ}00'$  в.д. и  $66^{\circ}00'$  -  $66^{\circ}40'$  с.ш. в основном занята водами Кандалакшского залива Белого моря. Незначительный по площади участок Терского побережья, расположенный к северу от залива, по административному делению входит в греды Терского района Мурманской обл., в то время как территория листа к югу от него относится к Лоухскому и Кемскому районам КАССР.

В орографическом отношении южная и северная части территории листа представляют собой слабо всхолмленную равнину, имеющую пологий наклон в сторону Белого моря. Грядобразные возвышенности и разделяющие их более широкие понижения в южной части района ориентированы в северо-восточном, близком к широтному, направлении и лишь в прибрежной полосе отмечаются возвышенности северо-западного простирания. На Терском побережье крупные элементы рельефа имеют северо-западное или меридиональное простирания. Некоторые, преимущественно невысокие гряды, ориентированы в различных направлениях.

Абсолютные отметки возвышенностей в основном не превышают 100 м и лишь отдельные из них имеют несколько большую абсолютную высоту (г.Луков-бор 139,0 м, г.Летняя 171,0 м). Относительные превышения повсеместно составляют 15-20 м и только на участке д.Соностров - оз.Нижнее Киви-Канда достигают 50-60 м.

На территории листа наблюдается большое количество рек и озер, преобладающим направлением которых является так же северо-восточное, близкое к широтному на юге и северо-западное или меридиональное на Терском побережье. Гидрографическая сеть района принадлежит к бассейну Белого моря. Наиболее крупными реками являются р.Куз-Река, Хлебная, Черная и Сон-Река. Кроме того, имеется большое количество мелких рек и ручьев. Все реки берут начало из заболоченных понижений и озер, сре-

ди которых наиболее значительными являются оз. Ал-Озеро, оз. Верхнее и Нижнее Киви-Канда, оз. Нижнее и Среднее Попово, оз. Крестовые, оз. Нижнее Выпч-Озеро и оз. Гольмезо.

Климат района характеризуется продолжительной зимой и коротким летом. Средняя годовая температура  $-0,6^{\circ}$  при месячных колебаниях от  $-12,9^{\circ}$  в феврале до  $+14,2^{\circ}$  в июле. Среднее годовое количество выпадающих осадков составляет 385-400 мм.

В транспортном отношении северная часть района является сравнительно хорошо доступной. Летом сообщение здесь осуществляется на пароходе по Кандалакскому заливу Белого моря от г. Кандалакши до пос. Лесного, расположенного несколько севернее описываемой территории, и самолетами по трассе пос. Лесной - г. Мурмаши; в зимнее время самолетами, а также автомашинами по зимней дороге, идущей от пос. Лесного до ст. Титан Октябрьской ж.-д. Зимняя часть района легко доступна только в летнее время, в связи с широко развитым на Беломорском побережье рыбным промыслом. Здесь существует почти регулярное сообщение катерами между д. Соностров и пристанью Чупа. Внутри района имеется лишь одна грунтовая дорога на северном побережье, соединяющая д. Кузареку и пос. Лесной, а также редкие тропы, которые связывают лесопункты и лесоучастки.

Район населен слабо. Населенные пункты расположены вдоль побережья Белого моря. Из них к наиболее крупным относятся д. Соностров и д. Кузарека. Основным занятием населения является рыболовецкое и лесное хозяйство. Население - карелы и переселенцы - русские, белорусы и др.

Территория листа Q-36-ХУП изучена сравнительно детально. В истории исследования ее можно выделить два периода, резко различных как по методике проведенных работ, так и по степени их детальности.

В первый период, охватывающий промежуток времени с 1834 по 1930 г. на территории листа были проведены отдельные рекогносцировочные маршруты, в основном вдоль северного побережья Белого моря (Шрошкин, 1835; Bøethling W., 1940; Мельников, 1893; Федоров, 1903-1905; финские геологи - Бреннер, Эскола, Рамсей, Седергольм, материалы которых обработаны Кранком (1928), Гинзбург, 1921, Куплетский и Белянкин, 1924). Несколько более детально обследован лишь район Турьего полуострова. (Белянкин и Влодовец, 1932), где наибольший интерес для нау-

чения всегда вызывали щелочные породы, впервые установленные здесь Е.С. Федоровым (1908).

Совершенно иной характер носили геологические исследования во второй период, в связи с проведением планомерного геологического картирования Карелии и Кольского полуострова.

В первый этап этого периода (1930-1935 гг.) территория листа была покрыта геологической съемкой масштаба 1:1000000. В северной части листа геологическую съемку проводил Н.В. Соколов (1931ф), которым впервые для данного района составлена геологическая карта масштаба 1:1000000 и дано весьма подробное геолого-петрографическое описание пород в их стратиграфической последовательности, в целом соответствующей принятой в данной записке.

На Карельском побережье геологическая съемка масштаба 1:1000000 велась Е.С. Стабровской, материалы которой обработаны Ю.С. Неуструевым (1933ф). Исследованием четвертичных отложений занимались А.В. Введенский (1931ф), С.В. Эпштейн (1931ф) и М.А. Лаврова (1933).

В 1933 г. в связи с изучением гранитов и пегматитов Беломорья район д. Соностров был посещен Н.Г. Судовиковым (Судовиков, 1934ф), которым основное внимание уделялось вопросам их генезиса. В том же 1933 г. Кольская комплексная экспедиция Академии Наук СССР занималась обследованием рудных кварцево-кальцитовых жил на участке между Порьей губой и Турьим мысом (Токарев, 1936). Жильные образования в отношении оруденения оценены им как непромышленные.

Геологические материалы (до 1933 г. включительно) по Кольскому п-ву обобщены в сводных работах Б.М. Куплетского (1932) и А.А. Полианова (1933, 1935), по Карелии в работе Б.Ж. Тимофеева "Петрография Карелии" (1935).

Во второй этап исследований (1935-1941 гг.) проводились более детальные геологосъемочные работы, основной целью которых являлись поиски месторождений слюды и цветных металлов.

В 1936 г. Ленинградским (ныне Северо-Западным) геологическим управлением была поставлена геологическая съемка масштаба 1:100000 в районе Порьей губы и Турьего п-ова с целью изучения геологического строения этого района, а также детального обследования ранее известных кальцитовых жил со свинцово-цинковым оруденением и поисков новых месторождений цветных метал-

лов. Западная и юго-западная части Турьего п-ова закартированы в м-бе 1:25000 (Моисеев, Ожинские, 1936ф, Ожинский, 1938). В отчете авторами приводится весьма обстоятельное геологическое и петрологическое описание района и характеристика его полезных ископаемых. Особое внимание уделяется описанию комплекса щелочных пород и впервые выявленных внутриформационных полимиктовых конгломератов, для которых авторы доказывают одновременность их формирования и по возрасту относят к палеозою. Среди щелочного комплекса Турьего п-ова ими выделяется четыре фазы интрузивной деятельности, возникшие в процессе дифференциации из единого магматического очага.

В 1938 г. в связи с составлением сводной геологической карты м-ба 1:200000 и с целью поисков новых месторождений слюды были предприняты работы по геологическому картированию в м-бе 1:100000 мало изученных районов побережья Белого моря, прилегающих с востока к Чупино-Юужскому слюдоносному району. Территория, расположенная к югу от системы озер Нижнее и Среднее Попово, закартирована Д.С. Неуструевым (1939ф), к северу Н.Г. Судовиковым (1939ф). По представлению этих исследователей описываемый район, сложенный осадочными и интрузивными образованиями архея, представляет собой зону интенсивной гранитизации и проявления процессов ультраметаморфизма, чем и объясняется почти полное отсутствие здесь пегматитовых жил. Последнее положение было подтверждено более детальными геологическими исследованиями последних лет (Шуркин, 1956ф, Голочалов, 1960).

Накопившиеся к концу 30-х и началу 40-х годов геологические материалы изложены в сводных работах А.А. Полканова (1936) и Н.Г. Судовикова (1941ф, 1946, 1947ф). Из последних наибольший интерес для рассматриваемой территории представляет работа "Геология и петрология архея Западного Беломорья", в которой автором с исчерпывающей полнотой освещены основные вопросы геологии Беломорья. Н.Г. Судовиковым впервые для данного региона детально разработана стратиграфическая схема, сохранявшаяся в общих чертах до настоящего времени.

В 1947 г. вышла статья Д.С. Белянкина и В.И. Влодовца, которая посвящена описанию нарсарзукита, выявленного ими при исследованиях 1924 г. в сленитизированных песчаниках Турьего мыса. В том же 1947 г. О.П. Леонтьева и А.С. Огородников (1948ф)

занимались обследованием кварцево-флюоритовых, кварцево-полевошпатовых и баритовых жил района Турьего п-ова, в результате которого было установлено, что они не имеют промышленной ценности.

В третий этап исследования, начиная с 1950 г., наряду с геологической съемкой на ранее незасланных участках проводились также детальные поисковые работы на слюду и цветные металлы.

В 1950-1951 гг. в районе пос. Лесной Северо-Западным геологическим управлением были поставлены поисково-съемочные и разведочные работы с целью выяснения перспектив района в отношении свинцово-цинкового оруденения (Антоновская, 1951ф, 1952ф), которые сопровождалась геофизическими исследованиями, выполняемыми Западным Геофизическим трестом (Моисеева, 1951ф). Представление авторов о геологическом строении этого района существенно отличается от взглядов предыдущих исследователей. Впервые закартированные И.С. Ожинским (1936ф) интрузивные породы Умбинского комплекса, имеющие преобладающее распространение, Д.И. Антоновской рассматриваются в комплексе беломорских гнейсов как сильно гранитизированные осадочные породы. С одной из стадий этого метасоматического процесса связывается также образование кварцево-кальцитовых жил с полиметаллическим оруденением. Авторы приходят к выводу о бесперспективности района окрестностей пос. Лесной в отношении полиметаллического и серноколчеданного оруденения.

В том же 1950 г. вся территория листа была покрыта аэромагнитной съемкой м-ба 1:200000 (Хаспарова, 1951ф), в результате которой выявлена аномалия в районе Турьего п-ова, подтвержденная проведенной в 1958 г. аэрогеофизической съемкой масштаба 1:200000 (Поротова, 1959ф) с применением новой более чувствительной аппаратуры и фотопривязки. Турьий п-ов, как и вся полуостровная часть Мурманской области, в 1960 г. был покрыт аэрогеофизической съемкой м-ба 1:50000 (Поротова, Сусленников, 1961). В результате этих детальных работ уточнен характер и интенсивность магнитного поля над породами Турьего п-ова, выделено несколько различных по размерам и интенсивности магнитных аномалий.

Из специальных исследований 1950 г. следует отметить проведение С.И. Иоффе маршрутных геолого-геоморфологических исследований с отбором плевых проб на побережье Белого моря

от г.Кандалакши до д.Тетрино, в связи с поисками алмазов на Кольском п-ове (Волков, Иофф, 1951ф). На территории листа Q-86-XII взято несколько шликеров, вследствие чего эта работа с точки зрения шликерного опробования рыхлых отложений не может быть признана кондиционной.

В 1952-1958 гг. территория к северу и востоку от Турьего п-ова была покрыта геологической съемкой м-ба 1:200000 с целью выяснения перспективности района в отношении месторождений слюды, свинцово-цинкового, медно-никелевого и молибденового оруденений (Попов, 1953ф, Воеводин, 1954ф). Новых геологических данных по возрастному соотношению пород не получено. Месторождений полезных ископаемых не выявлено.

Через южную часть территории листа в 1954 г. Е.П.Чуйкиной было пройдено два детальных маршрута с целью стратиграфического расчленения гнейсовых толщ и увязки с геологическим строением детально изученных соседних районов Беломорья. Эти материалы авторами настоящей записки положены в основу при расчленении Беломорской серии гнейсов.

Большинство выше отмеченных исследований относятся к северной части территории листа (п-ов Турий). Однако несмотря на значительное количество работ многие вопросы геологического строения этого района, петрографии и минералогии развитых здесь пород остались не выяснены. В связи с этим начиная с 1955 г. этот район посещался рядом исследователей, уделяющим основное внимание изучению комплекса щелочных пород, в связи с приуроченностью к подобным образованиям на Кольском п-ове промышленно-ценных месторождений редких и рассеянных элементов, а также выяснения стратиграфического положения внутриформационных конгломератов И.С.Ожинского.

В 1955 г. А.С.Бородиным в щелочных породах п-ова Турьего был встречен эвдиалит, описанию которого посвящена небольшая статья (Бородин, Назаренко, 1957).

В 1956 г. К.А.Шуркин, занимаясь изучением геологии Беломорского комплекса в Кандалакшском районе, посетил п-ов Турий, с целью осмотра конгломератов Турьего мыса и сравнения их с конгломератоподобными породами Кандалакшских островов. В итоге изучения он пришел к выводу, что эти образования не являются внутриформационными девонскими конгломератами осадочного генезиса, как это считал И.С.Ожинский (Ожинский, 1988),

а представляют собой эксплозивные брекчии, одновременные и генетически связанные с палеозойским дайковым комплексом щелочных пород, в составе которого они вместе с "валунными дайками" принадлежат к первому периоду магматической деятельности. Подчеркнув "псевдоконгломератовую" природу этих образований, Шурин далее указал (1959, 1960) на юттийский возраст свиты песчаников Турьего мыса, о чем в свое время писал Б.М.Куплетский (1989).

В период с 1956 по 1959 гг. изучением щелочных пород Турьего п-ова занимались Е.И.Нефедов и А.Г.Булах (Кухаренко, Нефедов, Булах и др., 1957ф, 1960ф). В процессе исследований были получены некоторые новые данные о геологическом строении этого района. Е.И.Нефедов и А.Г.Булах опровергают положение И.С.Ожинского о трансгрессивном залегании кварцевых конгломератов и песчаников на порфиридных гранодиоритах, указывая на интрузивный характер контакта, в связи с чем песчаники ими условно отнесены к нижнему протерозою. Кроме того, они отрицают как седиментационную природу внутриформационных конгломератов, называя их эксплозивными брекчиями, так и одновременность образования песчаников, конгломератов, имеющих частью магматический цемент, и ранней генерации даек щелочных пород, среди которых А.Г.Булахом описаны (1959) "валунные дайки".

Среди щелочных пород ими выделяется три разновозрастные группы, соответствующие ранее выделенным Д.С.Белянкиным (1924). В составе этого сложного комплекса были установлены новые породы, обнаружены ранее неизвестные минералы и произведено изучение отдельных пород и минералов.

В том же 1956 г. вдоль Беломорского побережья от г.Кандалакши до устья р.Варзуги В.Я.Прозоровым (1957ф) проводилось шликерное опробование различных по генезису рыхлых отложений, с целью поисков россыпных месторождений титановых руд, лопарита, циркона и других редких минералов. В результате выполненных работ в пределах территории листа Q-86-XII в озерных отложениях безымянного озера, расположенного в южной части п-ова Турьего, установлено повышенное содержание апатита и в морских отложениях устья р.Черной - ильменита.

Изучением литологии, условий образования и палеогеографии терригенных отложений протерозоя занимались сотрудники

ВСЕГЕМ - А.Н.Гейслер и Л.М.Мизникова. Они в 1958 г. были обследованы песчаники терской свиты, развитые вдоль Терского побережья Белого моря к востоку от д.Кузрейки. Кроме того, проведен рекогносцировочный осмотр песчаников п-ова Турьего с целью сравнения их с красноцветными песчаниками терской свиты. Результаты этих исследований кратко и в весьма общей форме изложены в информационном отчете за 1958 г. (Гейслер, Мизникова, 1958ф).

В 1958-1959 гг. в районе юго-восточного и южного берегов п-ова Турьего Н.А.Курмалева проводила ревизию и поиски даек субщелочных ультраосновных порфиритов с целью выявления среди них взрывчатых кимберлитоподобных разновидностей и опробование их на алмазность (Курмалева 1959ф, 1960ф). Среди ранее известных субщелочных лампрофиров Турьего мыса ею была выявлена дайка оливино-слюдяного порфирита, аналогичного по составу слдяным кимберлитам, с включениями более глубинных перидотитов, крупными ксенокристаллами оливина и желваками магнетита. Опробование этой породы и других порфиритов, наиболее богатых оливином, не дали положительных результатов.

В 1959 г. по заданию 5-го Геологического управления Е.В.Гомкевич территория листа была покрыта гидрогеологической съемкой м-ба 1:200000, сопровождаемой детальным изучением рыхлых четвертичных отложений (Гомкевич, 1960ф). Составленная гидрогеологическая карта фактически явилась первой для данного района.

Геологические исследования последних лет обобщены в сводных работах 27 т. Геология СССР (редактор Л.Я.Харитонов), 37 т. Геология СССР (редактор К.О.Кратц), геологическая карта м-ба 1:1000000 листа Q-35-86 (Перевовчикова, 1958ф), металлогеническая карта Мурманской обл. и КАССР м-ба 1:1000000 (Билибина, 1956ф), карта слюдоносности по Карельскому (Шустов, Судславлев, 1954ф) и Кольскому региону (Калафати, 1957ф), сводная карта четвертичных отложений Мурманской области и северной Карелии м-ба 1:500000 и геоморфологическая карта м-ба 1:1000000 (Апухтин, 1957ф), шиховая карта на комплекс редких металлов (Соловова и др., 1957ф).

При составлении Государственной Геологической карты м-ба 1:200000 листа Q-36-ХУП за основу приняты геологические карты м-ба 1:200000, 1:100000, 1:50000, 1:25000, 1:10000, составленные геологами Северо-Западного Геологического управле-

ния и ВСЕГЕМ, а так же использованы материалы Западного Геофизического треста, полевые материалы Н.П.Голочалова, проведенного в 1960 г. геологическую съемку м-ба 1:50000 на Карельском побережье и контрольно-ревизионные маршруты З.А.Бурцевой (1960).

Расчленение докембрийских образований на территории листа произведено в соответствии со стратиграфической схемой, принятой при разработке "сводных условных обозначений для листов Государственных геологических карт м-ба 1:200000 Карело-Кольского региона", утвержденных Редсоветом ВСЕГЕМ.

## СТРАТИГРАФИЯ

В пределах территории листа Q-36-ХУП развиты архейские, протерозойские и палеозойские образования, перекрытые четвертичными отложениями.

Архейские породы пользуются широким площадным распространением и являются основанием для более молодых геологических образований. Наиболее древними архейскими образованиями являются парагнейсы и амфиболиты беломорской серии, в составе которой выделяются три толщи, представляющие собой самостоятельные стратиграфические горизонты. В основании разреза данной серии залегает нижняя (керетьская) толща, сложенная биотитовыми, эпидото-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с подчиненными гранато-эпидото-биотитовыми, эпидото-цонзитовыми и амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами, сильнометаморфизованными и имеющими в пределах описываемой территории наибольшую мощность. Выше по разрезу залегает средняя (хетоланбинская) толща, представленная в основном амфиболитами и амфиболсодержащими гнейсами с редкими прослоями эпидото-биотитовых, биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов. Наиболее высокое стратиграфическое положение занимает верхняя (лоухская) толща гранато-биотитовых и силлиманито-гранато-биотитовых гнейсов с резко подчиненными гранато-кордиерито-биотитовыми гнейсами.

Приведенное трехчленное деление беломорской серии соответствует схеме Д.Т.Минарева, В.С.Смирновой и др. (1955ф), а также К.А.Муркина (1956ф), рассматривавшими структуру беломор-

ских гнейсов как крупный антиклинорий, усложненный синклиниорными прогибами. Схема К.А.Дуркина отличается лишь несколько более детальным расчленением верхней части серии. Однако эти схемы не являются общепризнанными. Так, Е.П.Чуйкиной (1954ф) в разрезе беломорской серии различаются пять толщ, а Л.В.Кадафати (1958ф) — семь свит, последовательно налегающих друг на друга с общим падением на северо-восток. Согласно их представлениям гнейсы Карельского побережья слагают западное крыло Беломорского синклиниория, ось которого проходит приблизительно по диагонали нашего планшета в северо-западном направлении.

Разнообразные по петрографическому составу породы беломорской серии порваны и мигматизированы интрузиями архейского возраста, среди которых по времени внедрения различаются: 1) ранние архейские интрузии, к которым относятся амфиболиты, согласно залегающие в толще гнейсов беломорской серии, и олигоклазовые граниты; 2) поздние архейские ультраосновные и основные породы друзитовой серии, плагио-микроклиновые граниты и генетически связанные с ними пегматитовые, аплитовые и кварц-кальцит-плагиоклазовые жилы.

Протерозойские образования на территории листа имеют ограниченное развитие. Согласно принятой стратиграфической схеме для геологических карт м-ба 1:200000 Карело-Кольского региона к ним условно относятся интрузии гранитоидов и трансгрессивно залегающие на гранитоидах породы ютнийской серии верхнего протерозоя, среди которой выделяются две разновозрастные свиты: свита п-ва Турьего и терская свита. Свита п-ова Турьего представлена кварцевыми конгломератами, аркозовыми грубозернистыми конгломератами и среднезернистыми песчаниками, сменяющимися в верхних частях разреза мелко- и тонкозернистыми песчаниками с отчетливо выраженной горизонтальной и косою слоистостью. Терская свита сложена равнозернистыми грубослоистыми песчаниками. В низах свиты песчаники равнозернистые, массивные, с единичными гальками кварца. Выше по разрезу они постепенно переходят в средне- и мелкозернистые песчаники, слоистые, тонкоплитчатые, с большим количеством сферической или эллипсоидальной формы участков осветленной породы.

К наиболее молодым-палеозойским образованиям относятся ультраосновные, щелочные и субщелочные породы, слагающие круп-

ные интрузии и маломощные секущие или согласные жильные тела среди нижнепротерозойских гранитоидов и песчаников свиты п-ова Турьего.

Коренные породы повсеместно перекрыты четвертичными отложениями, относящимися к верхнему и современному отделам.

## А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А

### Беломорская серия

Древнейшие архейские образования беломорской серии развиты на Карельском побережье Белого моря и незначительную площадь занимают на Терском побережье в районе Сосновой губы. Наиболее древний возраст пород беломорской серии устанавливается по соотношению с ультраосновными и основными породами, олигоклазовыми и плагио-микроклиновыми гранитами, которые прорывают, мигматизируют и содержат их ксенолиты.

В пределах описываемой территории беломорская серия изучена весьма слабо, что наряду с широко развитыми здесь процессами гранитизации и мигматизации сильно затрудняет ее стратиграфическое расчленение. Наиболее детально эти образования изучены на смежном листе Q-36-XVI, в связи с поисками и разведкой месторождений слюды. По аналогии с соседними районами и в соответствии с принятой в СЗГУ легендой к геологическим картам м-ба 1:200000 на геологической карте листа Q-36-XVII и в объяснительной записке к ней принято расчленение беломорской серии на три толщи: нижнюю (керетьскую), среднюю (хытолажбинскую) и верхнюю (лоухскую). Эти толщи залегают согласно друг на друге, на их границах породы смежных толщ взаимопереслаиваются и нередко связаны постеленными переходами.

Внутреннее геологическое строение выделенных гнейсовых толщ, отраженное на сводной стратиграфической схеме к геологической карте, является результатом последовательности наслоения различного типа осадков аркозового (нижняя толща) песчано-мергелистого (средняя толща) и песчано-глинистого состава (верхняя толща), впоследствии протерпевших региональный метаморфизм и ультраметаморфизм. Вследствие широкого развития процессов мигматизации и гранитизации состав и последовательность напластования пород гнейсовых комплексов лишь в прибли-

жении отражает их первоначальный характер. Мощность отдельных толщ и соответственно серии в целом являются ориентировочными. По степени метаморфизма породы беломорской серии принадлежат к амфиболитовой фации.

**Н и ж н я ( к е р е т ь с к а я ) т о л щ а**  
(Ab1) прослеживается вдоль Карельского побережья Белого моря в виде полосы северо-западного простираения шириной от 5-6 до 20-28 км, где она слагает по Д.Т.Митарева и др. (1955ф, 1960) вго-западное крыло Приморского антиклинория, обрамляющего с северо-востока Чупино-Юужский синеклинорий.

Для нижней толщи характерными являются сравнительно однородный состав и сильно выраженные процессы мигматизации и гранитизации, вследствие чего нижние горизонты ее сложены преимущественно гранито-гнейсами. Выше по разрезу гранито-гнейсы постепенно переходят в биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы, которыми в основном сложена нижняя толща. Среди них в виде мелких маломощных прослоев и линз встречаются гранато-эпидото-биотитовые, эпидото-цоизитовые, амфиболовые, биотито-амфиболовые, амфиболо-биотитовые гнейсы и амфиболиты. Последние, как видно на стратиграфической колонке к геологической карте, приурочены преимущественно к верхним горизонтам этой толщи. Все отмеченные разновидности гнейсов в зонах контактов взаимно переслаиваются и связаны постепенными переходами.

Биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы, имеющие наибольшее значение в составе нижней толщи, представляют собой серые или розовато-серые, среднезернистые, реже мелкозернистые и крупнозернистые породы с отчетливо выраженной гнейсовидностью и тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием прослоев, в различной степени обогащенных биотитом. Простираение гнейсовидности и полосчатости преимущественно северо-западное с падением на северо-восток под углами 20-70°. Главными породообразующими минералами в биотитовых и эпидото-биотитовых гнейсах являются олигоклаз (с содержанием молекулы анорита до 20-25%), микроклин, кварц, биотит и эпидот. Второстепенные минералы - карбонат, мусковит, серицит, амфибол, хлорит, магнетит и сульфиды. Акцессорные - сфен, циркон, апатит, иногда ортит. Структура гранобластовая, лепидогранобластовая и реже гетеробластовая.

Описанные разновидности гнейсов почти повсеместно содержат эпидот в тех или иных количествах, образование которого

Н.Г.Судовиков склонен связывать с явлениями гранитизации, широко развитыми в данном районе. Однако он отмечает, что наличие эпидота свидетельствует о высоком первоначальном содержании кальция в породах, если предположить, что первичные осадки имели известковистый состав и были распространены на обширной площади. (Судовиков, 1939ф).

Гранито-гнейсы, слагающие нижнюю часть разреза, широко развиты по побережью Белого моря. Они связаны постепенными переходами с биотитовыми и эпидото-биотитовыми гнейсами, от которых макроскопически отличаются более лейкократовым обликом и массивным сложением, по минералогическому составу - меньшим содержанием биотита, присутствием, как правило, несколько большего количества микроклина и более отчетливо выраженными процессами замещения плагиоклаза микроклином, биотита мусковитом, а также коррозионной кварцем ранее выделившихся минералов.

Гранато-эпидото-биотитовые гнейсы встречаются весьма редко в виде маломощных прослоев среди эпидото-биотитовых гнейсов нижней части разреза и характеризуются содержанием в них граната (до 20%), в виде мелких изометрических зерен или порфиробласт, обычно корродированных кварцем. По гранату развивается биотит и хлорит.

Эпидото-цоизитовые гнейсы наблюдаются в виде прослоев мощностью до 10-15 м в различных по составу гнейсах и амфиболитах. Среди них, в зависимости от количественных соотношений главных породообразующих минералов и присутствия одного из минералов группы эпидота, различаются эпидото-полевошпатовые, амфиболо-эпидотовые, кварцево-эпидотовые, цоизитовые, кварцево-цоизитовые и другие гнейсы. Кроме того, встречаются породы, соответствующие по своему составу сланцам, которые наряду с эпидотом и основным плагиоклазом зонального строения, содержат диопсид и гранат. Эпидотоцоизитовые гнейсы и сланцы следует рассматривать как остатки известковистых членов древнейшей осадочной толщи, представленной в настоящее время гнейсами.

Амфиболовые, биотито-амфиболовые и амфиболо-биотитовые гнейсы и амфиболиты в нижней толще имеют резко подчиненное распространение. Они слагают прослои и линзы, приуроченные к верхней части разреза толщи, мощность которых обычно не превышает 150-200 м. Эти породы являются наиболее характерными

для средней толщи, при описании которой ниже и приводится их петрографическая характеристика.

Вышеописанные гнейсы и амфиболиты нижней толщи в различной степени мигматизированы олигоклазовым и, главным образом, плагиомикроклиновым гранитами. Процессы мигматизации и гранитизации проявлены наиболее интенсивно вдоль побережья, где развитие их нередко приурочено к зонам тектонических нарушений и наименее сильно в полосе, отстоящей на 2-3 км от морского побережья. Мигматиты исключительно многообразны по форме и составу. Они включают большой ряд пород от гнейсов с ничтожным количеством привнесенного материала до гранитов. Наиболее часто встречаются тонкополосчатые мигматиты, артериты, агматиты и небулиты. Кроме послонной мигматизации в породах нижней толщи наблюдается широкое проявление калиевого метасоматоза, выразившегося в образовании порфиризовидных гнейсов.

О первоначальном составе пород, слагающих нижнюю толщу в большинстве случаев судить не представляется возможным, поскольку большая роль в формировании принадлежит процессам гранитизации, в значительной степени определившим их петрографический облик (Судовиков, 1939ф). Однако, учитывая петрографические особенности гнейсов этой толщи, надо полагать, что они представляют собой в основном осадки аркозового состава.

Нижняя толща перекрывается породами средней толщи, геологические границы с которой установлены весьма условно по появлению сравнительно большого количества прослоев и линз амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Исходя из геологических разрезов, мощность известной здесь части нижней толщи ориентировочно равна 2,5-3 км.

Средняя (хотоламбинская) толща ( $Ab_1$ ) занимает незначительную площадь в юго-западной части листа, где слагает юго-восточное крыло Приморского антиклинория. Полоса этих пород протягивается в районе оз. Среднего Попово, нижнего течения р. Сои-Реки и оз. Большого Воронского. Ширина ее 6-7 км. По простиранию она прослеживается на запад-северо-запад и юго-юго-запад, за пределы описываемой территории. Эта толща сложена амфиболитами, биотито-амфиболовыми, амфиболо-биотитовыми, биотитовыми и эпидото-биотитовыми гнейсами и резко подчиненными кианито-гранато-биотитовыми гнейсами.

По сравнению с нижней средняя толща характеризуется значительным распространением в ее составе амфиболитов и амфиболо-содержащих гнейсов, а также наличием в верхних частях разреза прослоев и линз кианито-гранато-биотитовых гнейсов.

Внутреннее геологическое строение средней толщи данного района отличается от описанной В.С.Смирновой для соседнего смежного листа Q-36-XVI (Смирнова, Солодая, 1958ф) меньшим содержанием амфиболитов и амфиболовых гнейсов, а также несколько отличным соотношением их с биотитовыми и эпидото-биотитовыми гнейсами внутри толщи. Кроме того характерно более или менее выдержанное строение ее по простиранию. На основании изучения двух детальных разрезов Е.П.Чуйкиной (1956ф), внутри этой толщи устанавливаются три горизонта, из которых нижний и верхний отличаются от среднего большей концентрацией амфиболовых пород.

С учетом того, что породы беломорской серии слагают крупный антиклинорий, как это принято в данной записке, в основании средней толщи залегает горизонт амфиболитов, переслаивающихся с амфиболо-биотитовыми, амфиболовыми, биотито-амфиболовыми и подчиненными эпидото-биотитовыми гнейсами. Выше по разрезу они сменяются биотитовыми и эпидото-биотитовыми гнейсами, содержащими редкие маломощные прослои амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов. Верхний горизонт этой толщи представлен биотитовыми, эпидото- и амфиболо-биотитовыми гнейсами тонко- и грубопереслаивающимися с амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и редкими подчиненными прослоями кианито-гранато-биотитовых гнейсов.

Амфиболиты являются весьма распространенными и наиболее характерными для средней толщи. Они значительные площади занимает в районе к югу от оз. Среднее Попово и к востоку от оз. Больше Воронское. Кроме того, они слагают различной мощности пласты и линзовидные тела, приуроченные к нижнему и верхнему горизонтам толщи. Отличительной особенностью этих тел является довольно значительная протяженность по простиранию при небольшой мощности от I до 10 м. С генетической точки можно выделить две группы этих пород: 1) амфиболиты, входящие в состав первоначальной осадочной гнейсовой толщи и представляющие собой метаморфизованные известковистые осадки и 2) амфиболиты, образованные в процессе метаморфизма древних эффузив-



них или интрузивных основных пород. Амфиболиты настолько сильно метаморфизованы, что в большинстве случаев не представляется возможным установить их первоначальную природу, в связи с чем на геологической карте они показаны как амфиболиты неясного генезиса.

Амфиболиты весьма разнообразны по минералогическому составу. Среди них выделяются гранатовые, гранато-полевошпатовые, пироксеновые и мономинеральные амфиболиты. Наибольшим распространением пользуются гранатовые и полевошпатовые амфиболиты (Чуйкина, 1956ф). Остальные разновидности имеют подчиненное развитие. В большинстве случаев все они друг с другом переслаиваются и связаны постепенными переходами.

Гранатовые амфиболиты макроскопически темно-серого или темного зеленовато-серого цвета, среднезернистые, реже крупно- и мелкозернистые, массивные или слабо рассланцованные. Главными минералами в них являются амфибол (ряда обыкновенной роговой обманки), олигоклаз-андезин (с содержанием молекулы анортита 25-40%), гранат и кварц. Второстепенные — биотит, микроклин, серицит, хлорит, карбонат, скаполит. Акцессорные — апатит, циркон, сфен, ортит. Структура гранобластовая, нематобластовая, а при наличии крупных зерен граната — порфиробластовая, реже бластогабросфитовая.

Гранато-полевошпатовые амфиболиты от гранатовых амфиболитов отличаются повышенным содержанием полевого шпата, скаполито-гранатовые — присутствием скаполита, развивающегося по плагноклазу.

Полевошпатовые амфиболиты, являющиеся второй, наиболее часто встречающейся разновидностью пород средней толщи, представляют собой мелкозернистые или среднезернистые породы темно-серого цвета с отчетливо выраженной сланцеватостью. Структура гранобластовая или гранонематобластовая. В составе их, наряду с обыкновенной роговой обманкой, олигоклаз-андезином и кварцем, в незначительных количествах присутствуют биотит, эпидот, цоизит, гранат, хлорит, скаполит, серицит. Из акцессорных — сфен, апатит, ортит и магнетит.

Весьма редко встречающиеся пироксеновые амфиболиты макроскопически, а также по минералогическому составу и структуре аналогичны вышеописанным и отличаются лишь наличием в их составе пироксена ряда диопсида (до 20%).

Мономинеральные амфиболиты наблюдаются, главным образом, в виде мелких линз среди гнейсов. Они почти полностью состоят из обыкновенной роговой обманки и, реже, из актинолитовой роговой обманки или тремолита. Пространственно и, частью, генетически связанные с амфиболитами амфиболсодержащие гнейсы не имеют самостоятельного развития. Они встречаются в виде различной мощности прослоев, тонко- или грубопереслаивающихся с амфиболитами, реже биотитовыми и эпидото-биотитовыми гнейсами. Амфиболсодержащие гнейсы состоят из олигоклаз-андезина № 28-36, обыкновенной роговой обманки, биотита и кварца. В качестве второстепенных минералов присутствуют гранат, сфен, апатит, мусковит, скаполит, карбонат, ортит, эпидот. Структура гнейсов лепидогранобластовая, нематолепидогранобластовая, лепидонематогранобластовая, нематобластовая. В зависимости от относительных количественных соотношений роговой обманки и биотита выделяются амфиболовые, биотито-амфиболовые и амфиболо-биотитовые гнейсы, связанные между собой постепенными переходами. При уменьшении содержания амфибола амфиболо-биотитовые гнейсы переходят в биотитовые гнейсы.

Биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы средней толщи развиты широко, однако не имеют большого площадного распространения. В большинстве случаев наблюдается переслаивание биотитовых и эпидото-биотитовых гнейсов с амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами или присутствие отдельных прослоев их среди амфиболсодержащих пород. Только в районе к югу от оз. Среднее Попово биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы составляют основной фон. Остальные же разновидности гнейсов встречаются среди них в виде маломощных прослоев и линз (Чуйкина, 1956ф).

Биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы средней толщи по минералогическому составу, структуре и текстуре весьма сходны с биотитовыми и эпидото-биотитовыми нижней (керетьской) толщи. Отличительными особенностями их, наряду с переслаиванием с амфиболовыми породами, является среднезернистое сложение, отчетливо выраженная сланцеватость (Чуйкина, 1956ф) и несколько большее содержание темноцветных минералов, среди которых, кроме биотита, нередко присутствует амфибол (Смирнова, 1958ф). Главными минералами биотитовых и эпидото-биотитовых гнейсов являются олигоклаз (20-25% An), кварц, биотит, амфибол, эпи-

дот или клиноцонзит. Второстепенные — гранат, скаполит, микроклин, хлорит, мусковит, карбонат. Акцессорные — апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит. Структура гранобластовая или гранолепидобластовая.

В верхних горизонтах средней толщи среди переслаивающихся биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов встречаются редкие маломощные прослои и линзы гранато-биотитовых гнейсов, в которых, как правило, в незначительных количествах присутствует кианит. Из них более богаты кианитом (до 3-5%) кианито-гранато-биотитовые гнейсы, имеют весьма характерный ржаво-бурый цвет, средне- или крупнозернистое сложение и отчетливо выраженную гнейсовидную текстуру.

Различные по составу гнейсы, слагающие среднюю толщу, в значительно меньшей степени мигматизированы плагио-микроклиновым и частью плагиоклазовым гранитом, чем породы нижней толщи. Здесь наиболее распространенными являются полосчатые мигматиты типа артеритов, приуроченные, главным образом, к участкам развития биотитовых и эпидото-биотитовых гнейсов, и агматиты, наблюдаемые среди амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Исходя из минералогического состава гнейсов и амфиболитов, а также принимая во внимание характер их переслаивания, можно предполагать, что осадки, из которых образовались различные по составу породы средней толщи имели песчано-глинистый, известково-глинистый и, частью, мергелистый состав. Значительную роль в формировании этой толщи играли основные эффузивы и, возможно, древние интрузивные основные породы, которые в процессе метаморфизма настолько сильно изменены, что, как правило, трудно отличимы от пород осадочного генезиса. Мощность средней толщи в пределах данного листа ориентировочно составляет 1,5-2 км. К западу от границы листа средняя толща перекрывается породами верхней (лоухской) толщи, наиболее детально изученной благодаря разведке приуроченных к ней месторождений Чупинско-Лоухского района (Мишарев и др., 1955ф; Чуйкина и др., 1954ф).

Верхняя (лоухская) толща (Аб<sub>13</sub>) на территории данного листа имеет весьма ограниченное площадное распространение. Она развита на Терском побережье в районе к северу, северо-востоку от Сосновой губы, слагая юго-восточную часть Колвицкого синклиория, прослеживающего от

п-ова Турьего в северо-западном направлении за рамки описываемой территории. Гнейсы здесь имеют северо-западное простирание и падение на юго-запад или северо-восток под углами 35-45°.

Верхняя толща слагается высокоглиноземистыми гнейсами, содержащими гранат, силлиманит и кордиерит. В ее составе выделяются: гранато-биотитовые, биотито-гранатовые, силлиманито-гранато-биотитовые, гранато-кордиерито-биотитовые и биотитовые гнейсы, а также маломощные прослои и линзы кварцитовидных пород. Стратиграфическая последовательность внутри толщи не установлена, ввиду отсутствия опорных горизонтов, а также тонкого переслаивания различных разновидностей гнейсов, связанных постепенными переходами и почти совершенно не отличимых по внешнему виду. Из них наибольшим распространением пользуются гранато-биотитовые гнейсы, среди которых остальные разновидности встречаются в виде маломощных прослоев и линз, представляющие собой светло- до темно-серых, среднезернистые породы, характеризующиеся отчетливо выраженной гнейсовидностью и полосчатостью. Они состоят в основном из олигоклаза, кварца, биотита, граната и микроклина. В качестве второстепенных минералов присутствуют апатит, рудный минерал, эпидот, серицит и силлиманит. Структура гнейсов лепидогранобластовая и порфиробластовая с порфиробластами граната.

Биотито-гранатовые гнейсы имеют весьма характерный ржаво-бурий цвет и тонкую полосчатость. По минералогическому составу от гранато-биотитовых гнейсов они отличаются несколько большим содержанием граната и непостоянством количественных соотношений главных породообразующих минералов, чем обусловлено наличие целого ряда разновидностей от лейкократовых биотито-гранатовых гнейсов, напоминающих гранулиты, до меланократовых разновидностей, в которых существенную роль играет биотит. Последние встречаются редко.

Силлиманито-гранато-биотитовые гнейсы образуют маломощные прослои в гранато-биотитовых гнейсах. Среди них также различаются лейкократовые и меланократовые разновидности, имеющие ржаво-серую окраску, благодаря обогащению их лимонитом. Для них, в отличие от вышеописанных разновидностей гнейсов, характерно присутствие силлиманита, в виде мелких игольчатых кристаллов, прорастающих гранат, а также в виде крупных местона-

тых кристаллов, ориентированных по гнейсовидности. Иногда в небольших количествах встречается кианит.

Гранато-кордиерито-биотитовые гнейсы от гранато-биотитовых отличаются присутствием в их составе кордиерита до 5-20%. Биотитовые гнейсы обычно содержат небольшое количество граната и мало отличимы от типичных гранато-биотитовых гнейсов. Кварцитовидные породы встречаются весьма редко в виде пластов и линзовидных обособлений среди гранато-биотитовых гнейсов. Это зеленовато-серого цвета мелко- или тонкозернистые массивные породы, состоящие из кварца и частью олигоклаз-альбита, промежутки между которыми выполнены мусковитом, кальцитом, реже отмечаются цоксит, эпидот, рудные минералы, апатит, обыкновенная роговая обманка и диопсид. Структура их бластоносимитовая.

Верхняя толща в значительно меньшей степени подвергнута процессам мигматизации и гранитизации плагиоклазовым и плагио-микроклиновым гранитами по сравнению с породами нижней и средней толщ. Гранато-биотитовые, биотито-гранатовые, гранато-кордиеритовые и биотитовые гнейсы, как правило, не мигматизированы или слабо мигматизированы плагиоклазовым и плагио-микроклиновым гранитом, что проявляется в обогащении их микроклином и кварцем.

Наиболее отчетливо процессы мигматизации плагио-микроклиновым гранитом проявляются в силлиманито-гранато-биотитовых гнейсах. Эти мигматиты характеризуются грубополосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос гранитоидного состава с полосами, силлиманито-гранато-биотитовых и, реже, биотито-гранатовых гнейсов.

По первоначальному составу породы верхней толщи, судя по минералогическому составу их, соответствуют глинистым и песчано-глинистым осадкам, впоследствии преобразованными в гранато-биотитовые и другие гнейсы.

В пределах описываемого листа верхняя и нижняя границы верхней толщи не установлены, вследствие чего определить полную мощность ее невозможно.

Согласно геологическим разрезам, мощность ее здесь видимо не превышает 800-1000 м.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### ВЕРХНЯЯ ПОДГРУППА

#### Иотнийская серия

Протерозойские образования наблюдаются на Терском побережье Белого моря и представлены породами иотнийской серии верхнего протерозоя, в составе которой условно выделяются две разновозрастные свиты: свита п-ова Турьего и терская свита.

#### С в и т а п - о в а Т у р ь е г о (Pt<sub>3</sub>tu)

Отложения этой свиты развиты в южной прибрежной части Турьего п-ова, где прослеживаются в виде узкой полоски от устья р.Хям-ручья до Мыса Турий и далее с небольшим перерывом на восток до тони Большого Серка.

В районе к югу от устья р.Хям-ручья п-ова Турьего трансгрессивно залегают на порфиритовидных гранодиоритах и представлены кварцевыми конгломератами, аркозовыми конгломератами, грубо-, средне-, мелко- и тонкозернистыми аркозовыми песчаниками и кварцито-песчаниками. Здесь наблюдается непосредственный контакт их с гранодиоритами, описанный И.С.Ожинским (1936ф) и З.А.Бурцевой (1960).

Простирание линии контакта, а также совпадающей с ним слоистости в конгломератах и песчаниках СЗ 310-320°, падение на ЮЗ под углами 60-80°. По мере удаления от контакта с гранодиоритами отмечается постепенное изменение простирания песчаников на северо-восток и их выполаживание (до 35-40°). На других участках распространения эти образования находятся в непосредственной близости с палеозойскими интрузиями щелочных пород, с внедрением которых видимо следует связывать в этих случаях отсутствие в разрезе описываемой свиты нижних горизонтов ее. Свита п-ва Турьего здесь представлена тонкослоистыми мелко- и тонкозернистыми песчаниками, как правило, в значительной степени измененными в процессе контактового метаморфизма, связанного с интрузиями щелочных пород, и сильно дислоцированными. Мелко- и тонкозернистые песчаники значительно по-

часть занимает к востоку от мыса Турий, где они имеют северо-восточное, близкое к широтному простирание и падение на северо-запад под углами 40-50°. В зоне контактов с интрузиями щелочных пород в них отмечается большое количество жил щелочных пород в виде послонной инъекции, а также секущих апофиз. Одной из характерных особенностей этих песчаников является сильно выраженная дислоцированность, которая, по-видимому, в значительной степени обусловлена большим количеством рассекающих их разломов и сбросов, по которым происходило неоднократное внедрение щелочных пород.

Литолого-стратиграфическая характеристика свиты п-ова Турьего впервые была дана И.С.Ожнинским (1936г), которым в составе ее выделялись аркозовые конгломераты и зеленовато-голубые песчаники. При подготовке и издании геологической карты листа Q-36-XII разрез этой свиты более детально изучен З.А.Бурцевой (1960), подразделяющей свиту на три пачки, связанные постепенными переходами.

Н и к и я п а ч к а сложена кварцевыми конгломератами, аркозовыми конгломератами и грубозернистыми аркозовыми песчаниками. Эти породы встречены были только в районе к югу от устья р.Хям-ручья, где слагают нижние горизонты разреза свиты п-ова Турьего. Они представляют собой базальные образования описываемой свиты, для которых характерны является серая или темно-серая окраска их, плохая сортировка материала и преобладание грубообломочной фракции, а также весьма слабо выраженная слоистость.

В низах нижней пачки залегают мономиктовые кварцевые конгломераты, в которых галька, составляющая до 70% породы, представлена исключительно только кварцем. Галька имеет овальную, реже округлую форму и ориентирована в основном параллельно линии контакта конгломератов с гранодиоритами. Размер галек до 3х10 см. Цементом в них является сильно метаморфизованный полевошпато-кварцевый песчаник темно-серый, плотный, с отдельными мелкими гальками кварца и микроклина. Содержание цемента до 15-20%. Песчаники состоят из кварца (55-60%), образующего неправильные угловатокруглые, реже округлые зерна размером от 0,10 до 0,2-0,3 мм, и полевого шпата (10-15%), представленного микроклином к, в меньшей мере, альбитом и сильно серицитизированным катаклазированным олигоклазом. В сравнительно

больших количествах присутствуют также хлорит (5-20%), глауконит (5-6%), биотит (5-10%), кальцит (2-5%) и магнетит (4-5%), скопления которых слагают тончайшие полосы. В виде единичных зерен в них встречаются эпидот, гранат, замещаемый зеленой слюдой, рутил и вторичный эгирин. Цемент песчаников в основном базальный, местами это цемент соприкосновения, разъедания и кристификационный.

Базальный цемент представлен хлоритом, глауконитом, кварцево-кремнистым веществом, карбонатом, зеленой слюдой, биотитом, редко только кварцем и полевыми шпатами; цемент соприкосновения - окислами железа. Мощность кварцевых конгломератов от 0 до 0,30 м.

Выше по разрезу кварцевые конгломераты фациально сменяются грубозернистыми конгломератами, которые по составу можно назвать аркозовыми. В них наряду с галькой кварца приблизительно в равных количествах встречается галька светло-розового микроклина и единичные гальки серого альбит-олигоклаза.

Конгломераты характеризуются тонкой слоистостью, обусловленной чередованием тончайших прослоев различной окраски, состава и степени зернистости. Простирание слоистости СЗ 310-320°, падение на ЮЗ под углом 60-80°. Размер галек в конгломератах колеблется от 0,7х1,5 до 3х4 см в поперечнике. Форма неправильная, реже угловатокруглая. Содержание их не более 10-15% от общего объема породы. Цемент в аркозовых конгломератах представлен грубозернистым аркозовым песчаником, который состоит из обломков кварца (60-62%), микроклина, реже альбит-олигоклаза (25%) и граната, сильно замещенного зеленой слюдой, сцементированных в основном хлоритом, реже кварцито-кремнистым и кварцево-полевошпатовым веществом. В цементе в небольшом количестве встречаются биотит, зеленая слюда, серицит, рутил, карбонат, эпидот, глауконит, лейкоксен и окислы железа. Тип цемента смешанный, чаще заполнения, иногда базальный и соприкосновения.

Количество, размер и степень окатанности обломочного материала в конгломератах постепенно уменьшается вверх по разрезу и на расстоянии 4-5 м от лежачего контакта аркозовые конгломераты сменяются грубозернистыми тонкослоистыми песчаниками, содержащими единичную гальку кварца и полевого шпата, которые слагают в верхних горизонтах песчаников маломощные прослой.

Мощность аркозовых конгломератов и грубозернистых песчаников около 9 м. Мощность нижней пачки в целом составляет 9,3 м.

Средняя пачка представлена светло-серыми среднезернистыми аркозовыми кварцито-песчаниками, для которых характерна весьма слабо выраженная слоистость. От вышеописанных пород нижней пачки аркозовые кварцито-песчаники отличаются несколько лучшей сортировкой терригенного материала, сравнительно большей степенью окатанности обломков, преобладанием среди обломков полевого шпата и присутствием значительно меньшего количества цемента. Цемент в кварцито-песчаниках представлен кремнисто-кварцевым и кварцево-полевошпатовым веществом с редкими зернами кальцита, лейкоксена и слюдисто-серицитовой массы. Цемент типа выполнения, изредка в нем наблюдаются регенерационные каемки на зернах полевого шпата и кварца. Местами зерна кварца и полевого шпата соприкасаются без цемента, создавая мозаичную структуру, характерную для кварцита. Кварцито-песчаники состоят в основном из кварца (89%), олигоклаза, альбита и микроклина (~ 26%). В виде единичных зерен присутствуют новообразованный эгириин, карбонат, лейкоксен и окислы железа. Степень окатанности зерен слабая. Форма угловатонеправильная или угловатоокруглая. Мощность среднезернистых песчаников 9 м.

Верхняя пачка, согласно залегающая на средней, представлена мелко- и тонкозернистыми аркозовыми песчаниками, тонкозернистыми кварцито-песчаниками и слоистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками. Эта пачка является наиболее мощной и весьма хорошо обнажена. Породы, слагающие ее, имеют наибольшее распространение. Им в основном и представлена свита п-ова Турьего. Характерными особенностями верхней пачки по сравнению с вышеописанными нижней и средней являются мелко- и тонкозернистое сложение входящих в ее состав пород, значительно лучшая сортировка материала и большая степень его окатанности, а также несколько отличный минеральный состав. В песчаниках и кварцито-песчаниках верхней пачки содержание слюдястых минералов уменьшается, полевые шпаты представлены, как правило, олигоклазом и альбитом. Цемент присутствует в незначительных количествах (не более 5-10%).

В низах верхней пачки развиты зеленовато-серые мелкозер-

нистые метаморфизованные аркозовые песчаники, для которых весьма характерна отчетливо выраженная тонкая горизонтальная или косая слоистость, обусловленная чередованием светло-серых полос, сложенных кварцем и полевым шпатов, мощностью от 1-2 мм до 0,5-1,5 см с аналогичными по мощности полевошпатово-кварцевыми прослоями зеленовато-серого цвета, обогащенными биотитом, хлоритом, эгирином и кальцитом. Простираение слоистости СЗ СЮ-ЗЮ<sup>0</sup>, падение на ЮЗ под углом 60-65<sup>0</sup>.

Арковные песчаники состоят из угловатоокатанных или окатанных зерен кварца (70-80%), олигоклаза, альбита и резе микроклина. Размер зерен кварца и полевого шпата 0,10-0,15 мм и, реже, 0,20 мм.

Содержание полевого шпата в породе около 25%. В незначительных количествах в состав песчаников входят магнетит, гранат, апатит, хлорит, кальцит и лейкоксен. Цемент - типа выполнения кремнисто-кварцевый, кварцево-полевошпатовый, участками карбонатный и хлорито-серицитовый.

Мощность мелкозернистых аркозовых песчаников около 30 м.

Выше по разрезу залегают светлые зеленовато-серые тонкозернистые кварцито-песчаники, отличающиеся от вышеописанных песчаников тонкозернистым сложением, несколько более однородным составом и почти полным отсутствием слоистости. В составе их, наряду с кварцем (70%) и полевыми шпатами, представленными главным образом олигоклазом и альбитом (25-30%), в виде единичных зерен присутствует кальцит, серицит, эпидот, лейкоксен, апатит, магнетит и эгириин. Размер зерен от 0,15-0,10 до 0,05-0,02 мм. Цемент - типа выполнения и соприкосновения. Он наблюдается в небольшом количестве и представлен кварцево-кремнистой или кварцево-полевошпатовой массой, резе карбонатом или серицитом.

Тонкозернистые аркозовые кварцито-песчаники фациально переходят в полевошпатово-кварцевые песчаники, имеющие более однородный кварцевый состав, значительно лучшую сортировку обломочного материала и характеризующиеся отчетливо выраженной слоистостью. Структура бластопамятная, иногда каменная до гранобластовой. В нижних частях описываемого горизонта песчаников наблюдается грубая слоистость, обусловленная чередованием прослоев темно-серого мелкозернистого песчаника мощностью от 0,8-1,0 до 2-3 м с такими же по мощности прослоями тонкозер-

нистого зеленовато-серого песчаника.

В верхних горизонтах полевошпатово-кварцевые песчаники имеют характерный голубоватый зеленовато-серый цвет и отчетливо выраженную тонкую слоистость, обусловленную чередованием прослоев песчаников разной окраски и крупности зерна. В них встречаются прослои песчаников с косою или перистой слоистостью. Тонкопослойчатые полевошпатово-кварцевые песчаники голубоватого зеленовато-серого цвета являются наиболее типичными для описываемой свиты и широко распространены на Турьем полуострове. Песчаники, под влиянием палеозойских интрузий щелочных пород сиенитизированы, что выражается в замещении кварца, микроклина и олигоклаза альбитом и развитии во вторичном цементе песчаников игольчатого эгирина, мелкозернистого ксеноморфного кальцита и мелких призмочек сильно диспергирующего зеленовато-голубого щелочного амфибола. Степень проявления этого процесса зависит от местоположения песчаников по отношению к интрузиям щелочных пород.

Суммарная мощность свиты Турьего п-ва, судя по высоте береговых обнажений, не менее 100 м.

Об условиях формирования отложений свиты Турьего п-ова в настоящее время сказать что-либо определенное не представляется возможным, в связи с отсутствием достаточных материалов по этому вопросу. Можно лишь отметить, что присутствие в низах разреза этой свиты грубообломочного материала, а также глауконита свидетельствует, по-видимому, об образовании конгломератов и песчаников Турьего п-ова в условиях морского мелководья.

### Т е р с к а я с в и т а (Pt<sub>3</sub>tr)

Образования терской свиты наиболее полно представлены на территории смежного листа Q-36-ХУШ, где в составе ее устанавливается две пачки: нижняя, сложенная базальными конгломератами и верхняя — песчаниками. В пределах описываемой территории развиты только породы верхней пачки. Базальные конгломераты нижней пачки не встречены.

П е с ч а н и к и в е р х н е й п а ч к и (Pt<sub>3</sub>tr<sup>b</sup>) слагают полосу северо-западного простирания, прослеживающуюся от устья р.Хлебной далее на восток, юго-восток за рамки данного листа. Ширина полосы этих пород колеблется в пределах от не-

скольких сотен метров до 1,5-2 км при протяженности около 7 км. Песчаники горизонтально залегают на порфиридных микроклиновых гранитах и покрываются четвертичными отложениями. Местами залегание их слабо наклонное на северо-восток или юго-запад под углами не более 10-15°, что свидетельствует о наличии пологой волнистой складчатости в этих отложениях. Простирание песчаников СЗ 285-300°.

Разрез верхней пачки терской свиты начинается разнозернистыми массивными полиминтовыми песчаниками темно-бурого, коричневого или красно-бурого цвета, содержащими редкую гальку кварца. Как правило, они горизонтально-слоистые и с поверхности сильно выветрелые. Слоистость обусловлена чередованием прослоев песчаников различной крупности зерна и окраски мощностью от 1,2 до 3-4 мм. Видимая мощность разнозернистых песчаников 3-4 м. Выше по разрезу они перекрываются красновато-коричневыми, светло-лиловыми или лиловыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, тонко-слоистыми и тонкоплитчатыми, с отдельными сферической, эллипсоидальной или неправильной формы участками осветленной породы. Эти песчаники являются наиболее широко распространенными на Терском побережье.

По минералогическому составу песчаники довольно однообразны. Они состоят из плоскоокатанных зерен кварца, микроклина, плагиоклаза и мусковита. В качестве второстепенных минералов присутствуют биотит, хлорит, апатит, карбонат и рудное вещество. Относительные количественные соотношения кварца и плагиоклаза различны. Однако наиболее распространенными являются разновидности песчаников, в которых количества кварца и полевых шпатов примерно равны. Цемент в песчаниках играет незначительную роль и, как правило, обогащен лимонитом, чем и обусловлен красновато-коричневый цвет их. Цемент кварцевый, карбонато-кварцевый, иногда с серицитом, присутствующим, главным образом, в мелкозернистых разновидностях песчаников, богатых глиноземистым веществом. Структура песчаников псаммитовая. Мощность, в связи со слабой их изученностью, не установлена. Однако, учитывая материалы по смежному району, она, по-видимому, в среднем не превышает 100 м.

Отложения терской свиты к востоку от описываемой территории секутся маломощными кварцевыми, кварцево-флюоритовыми и карбонато-кварцево-флюоритовыми жилами, генетически связанными

с палеозойскими интрузиями щелочных пород. Кроме того, А.Г.Булахом (1960ф) в обнаруженных на п-ове Турьего глыбах этих песчаников наблюдались маломощные дайки нефелинитов, мончикитов и лимбургитов, являющиеся представителями наиболее молодой, третьей возрастной группы щелочных пород палеозоя.

Взаимоотношения вышеописанных свит достоверно не установлены. Большинство исследователей они рассматривались как разновозрастные и относились к одной свите, основываясь на их близком территориальном положении. Другая окраска песчаников п-ва Турьего и большая дислоцированность объяснялись воздействием более молодых интрузий щелочных пород. Действительно не имеется каких-либо геологических данных, которые позволили бы считать эти две свиты сколько-нибудь значительно разделенными по возрасту.

Вместе с тем, отсутствие непосредственных соотношений между двумя свитами не дает возможности достоверно определить их возраст относительно друг друга.

Следует, однако, отметить, что отчетливые литологические различия терской свиты и свиты п-ова Турьего (см. выше) нельзя объяснить одним лишь влиянием щелочных интрузий мыса Турьего. Указанное скорее свидетельствует о самостоятельности этих двух песчаниковых толщ и оправдывает их выделение в качестве двух названных свит.

Наличие многочисленных крупных эвдивальных глыб терских песчаников на Турьем мысу дает основание предполагать, что здесь в непосредственной близости эти песчаники находятся (или находились) в коренном залегании. Это обстоятельство вместе с тем, что свита п-ова Турьего здесь же непосредственно лежит на порфировидных гранодиоритах, заставляет предполагать, что терская свита является более молодой.

По вопросу о стратиграфическом положении песчаников п-ова Турьего и Терского берега долгое время существуют два мнения. Некоторые общие литологические и геологические особенности послужили основанием коррелировать их с ютнийскими песчаниками верхнего протерозоя южной части Балтийского щита (Седергольм, 1911, Рамсей, 1907, Куплетский, 1932, Полянов, 1933). Согласно другому мнению, ненарушенные горизонтально залегающие и слабометаморфизованные красноцветные песчаники Терского берега считались аналогами девонских красноцветов (Мурчисон, 1945,

Карпинский, 1919). Девонский возраст этих свит считался убедительно доказанным, когда И.С.Ожгинский (1936ф) привел данные в пользу разновозрастности песчаников п-ова Турьего с развитыми там же интрузиями щелочных пород, которые сопоставлялись с герцинскими щелочными интрузиями Ловозера и Хибин.

Позднее, когда на основании петрологических особенностей было показано, что магматический щелочной комплекс п-ва Турьего скорее относится к более древним щелочным интрузиям каледонского возраста, Л.Я.Харитонов (1958) высказал мнение, что и разновозрастные с ним (согласно Ожгинскому) песчаники Турьего мыса являются додевонскими и предположительно относятся к кембрию, тогда как терские песчаники по аналогии с девонскими отложениями п-ва Канина вероятнее следует оставить в девоне. Однако такому выводу в настоящее время противоречат данные А.Г.Булаха (1960), отметившего наличие на Турьем мысу глыб песчаников терской свиты с секущими жилами щелочных пород.

Теперь, когда новейшими исследованиями установлен, что песчаники Турьего мыса являются несомненно древнее щелочных интрузий п-ова Турьего и Кандалакских островов (Шуркин, 1951ф, 1959; Булах, 1959, Бурцева, 1960), среди которых по данным абсолютного возраста (см. ниже) имеются и раннекаледонские интрузии, мнение о докембрийском возрасте этих отложений получает новое, фактическое подтверждение.

Вместе с тем следует отметить, что в последние годы ряд исследователей (Кухаренко и др., 1960ф, Курилева, 1960ф) отрицает трансгрессивный характер залегания конгломератов и песчаников свиты п-ова Турьего на нижнепротерозойских порфировидных гранодиоритах, считая, что последние их прорывают. Важным свидетельством в пользу такого мнения считается наличие в гранодиоритах, вблизи их контакта с песчаниками, включений биотито-кварцево-полевоспатовых пород, рассматриваемых ими как сильно измененные песчаники Турьего мыса. По мнению автора данной записки эти включения представляют собой ксенолиты древнейших гнейсов и кварцитовидных пород, наблюдаемые весьма часто в гранодиоритах окрестностей пос.Лесного и описанные детально Л.И.Антоновской (1951ф).

Таким образом, в настоящее время целесообразно свиты п-ова Турьего и терскую относить, как и прежде, к ютнийским образованиям верхнего протерозоя Балтийского щита.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения имеют широкое распространение. На геологической карте они показаны лишь в юго-западной части п-ова Турьего и к югу от оз.Ал-озера, где имеют значительную мощность.

Четвертичные отложения по времени формирования относятся к верхнему и современному отделам и представлены различными генетическими типами осадков — основной мореной, озерными внутриледниковыми, флювиогляциальными, морскими, озерными и болотными отложениями.

#### Верхний отдел (Q<sub>3</sub>)

Ледниковые отложения являются наиболее древним образованием среди пород четвертичного комплекса и относятся, по схеме С.А.Яковлева (1956), к четвертому верхнеледниковью или, по схеме Н.И.Апухтина (1957), к карельскому ледниковому ярусу. На поверхности морена имеет ограниченное распространение, будучи денудирована на больших площадях морской абразией. Ледниковые отложения, перекрытые более молодыми осадками, отмечаются во многих местах в северной и южной частях листа как на Терском побережье, так и на юго-западе листа — в пределах Карелии. Морена сильно размита с поверхности водами морских трансгрессий поздне- и послеледникового времени и местами представлена исключительно крупнообломочным валунным материалом.

На глубине, где морена не подвергалась размыванию, она характеризуется преимущественно песчаным составом со значительной примесью крупных обломков кристаллических пород, скатанных в различной степени. Морена с поверхности окрашена в буроватые тона, которые с глубиной меняются на буровато-серые.

Судя по петрографическому составу валунов и ориентировке ледниковых шрамов в южной части листа, морена была отложена ледником, двигавшимся в широтном направлении с запада на восток. На Терском побережье она формировалась за счет материала, приносимого с северо-запада. Об этом свидетельствует как направление шрамов, так и наличие в морене валунов мелочных по-

род Хибинского и Ловозерского массивов. Мощность морены весьма непостоянна, но в общем невелика и в среднем не превышает 8-10 м.

Озерные внутриледниковые отложения имеют еще более ограниченное распространение, чем морена, и наблюдаются в пределах северо-восточной части листа на небольших изолированных площадях. Они представлены песками весьма разнообразными по гранулометрическому составу и в редких случаях слоистыми суглинками и супесями. Характерной структурной особенностью отложений является слоистость, параллельная склонам камовых холмов (облекающая). Мощность озерных внутриледниковых осадков колеблется от 5 до 8 м.

Флювиогляциальные отложения, слагающие озы, встречаются в тесном сочетании с камнями и также занимают незначительные площади. Они представлены, как правило, разнозернистыми песками, содержащими прослой галечника, гравия и валунов. Мощность флювиогляциальных отложений не превышает 5-6 м.

Морские позднеледниковые отложения на территории листа занимают незначительный по площади участок, приуроченный к высоким склонам возвышенности, расположенной на Турьем п-ове. Морские позднеледниковые образования наблюдаются здесь на абсолютной высоте более 34 м. Ниже этой отметки они перекрываются образованиями послеледниковых морских трансгрессий. Генезис и возраст морских осадков доказываются наличием в подобных образованиях соседних районов морской диатомовой флоры, фауны и пыльцы (Апухтин, 1957ф).

Позднеледниковые морские отложения весьма различны по гранулометрическому составу. Среди них отмечаются все разновидности общего ряда от валунно-галечных (птрандовых) образований до тонкодисперсных илистых глин. Следует отметить, что преобладающими являются средне- и мелкозернистые песчаные отложения с прослоями супесей и илистых глин. Осадки имеют, как правило, серую или сизовато-серую окраску. О мощности позднеледниковых морских отложений, развитых в пределах рассматриваемого района, сказать что-либо определенное трудно, так как эти образования здесь еще не достаточно изучены.

## Современный отдел (Q<sub>4</sub>)

К послеледниковому времени относятся морские, озерные и торфяно-болотные отложения.

Послеледниковые морские отложения имеют наиболее широкое распространение среди осадков четвертичного комплекса. ими покрыта почти вся территория на юго-западе листа, лежащая в пределах Карелии и около 70% площади в его северо-восточном углу на Терском побережье. Наиболее высокое гипсометрическое положение послеледниковые морские отложения занимают на западе за пределами листа, где они наблюдаются на высотах до 60 м. На рассматриваемой территории эти образования лежат значительно ниже от 34-25 (п-ов Турий) до 21 м (р.Черная). В юго-западной части листа они известны на высотах более 40 м.

Так же, как и позднеледниковые осадки, послеледниковые морские слои весьма разнообразны по литологии. Следует отметить, что на Карельском берегу наиболее широко распространены супесчаные и суглинистые разности; песчаные и песчано-галечные наблюдаются здесь близ берега моря, где ими слагаются низкие террасы. Крупнообломочные разности морских осадков наблюдаются на обнаженных склонах выступов кристаллического фундамента.

На Терском побережье послеледниковые морские образования представлены преимущественно песками, реже галечником и валунниками. Мощность морских отложений составляет до 10 м.

Озерные отложения имеют незначительное развитие и отмечаются лишь на Карельском побережье по берегам озер Большого Воронского, Ал-озера и других более мелких водоемов, где слагают современные пляжи и косы (Неуструев, 1989ф). Они представлены мелко- и среднезернистыми песками, реже крупногалечными и валунными отложениями.

Торфяно-болотные образования распространены весьма широко в пределах площади листа, но имеют в общем незначительную мощность, редко превышающую 0,5 м. Однако местами мощность увеличивается до 1,5-1,8 м (район Карельского побережья, Неуструев, 1989ф).

Торфяно-болотные образования представлены слабо разложившимися торфами, преимущественно сфагнового и сфагново-пушицевого состава со значительной примесью кустарничковых.

Месторождения полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями, на территории листа не отмечено.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа Q-86-ХУ магматические образования представлены интрузивными архейского, протерозойского и палеозойского возраста.

### АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди интрузивных образований архея различаются два этапа магматической деятельности, вследствие чего выделяются группы ранних и поздних интрузий. К интрузиям раннего этапа относятся олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты, к позднеархейским - ультраосновные и основные породы, известные в литературе под названием друзитов, плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты, а также генетически связанные с ними пегматитовые, аплитовые и кварц-кальцит-плагиоклазовые жилы.

Наличие в архее двух этапов магматической деятельности высказывается большинством исследователей Карелии и Кольского п-ова (Судовиков, 1939; Минарев и др., 1955; Харитонов, 1958; Перевозчикова, 1958 и др.). Однако некоторые исследователи (Шуркин, 1960) склонны считать, что архейские интрузии образовались в единый этап магматической деятельности.

Определение абсолютного возраста архейских пород данного района производилось только для пегматитовых и кварц-карбонатных жил, для которых калио-аргоновым методом по мусковиту и биотиту получены цифры абсолютного возраста порядка 1820-1840 млн.лет.

### РАННИЕ АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

#### Олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты (X<sub>1</sub> А)

Наиболее древними интрузивными образованиями архея являются олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты, занимающие не-

значительную площадь в юго-западной части территории листа к югу от оз. Ал-озеро. Они слагают крайнюю часть массива, развитого, в основном, за пределами данной территории и впервые описанного В.С.Смирновой (Минарев, Смирнова, 1955ф). Массив вытянут в северо-восточном, близком к восточному, направлении и имеет протяженность около 12 км при ширине 0,85-4 км. Он залегает среди биотитовых и амфиболовых гнейсов Хетоламбинской толщи. В зонах контакта с последними олигоклазовый гранит имеет мелкозернистое сложение и обогащается роговой обманкой. Олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты представляют собой светло-серые, серые, местами розовые среднезернистые породы массивной или гнейсовидной текстуры. Переходы между массивными и огнейсованными разновидностями гранитов постепенные. Кроме того, гнейсо-граниты через зону интенсивно магматизированных пород постепенно переходят в гнейсы.

Олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты имеют гранобластовую, гетерогранобластовую структуры с реликтами гипидиоморфнозернистой. Главными породообразующими минералами в них являются альбит-олигоклаз (50-70%), кварц (20%) и биотит (5-10%). Из второстепенных встречается эпидот, цоизит и хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. В олигоклазовых гранитах, мигматизированных более молодыми плагио-микроклиновыми гранитами, появляется микроклин (2-20%) в виде ксеноморфных зерен, корродирующих плагиоклаз и кварц.

Более широкое развитие на территории листа имеют мигматиты олигоклазовых гранитов, представляющие собой смешанные породы, состоящие из резко обособленных полос белого кварц-олигоклазового материала пегматит-аплитового характера и более меланократовых полос гнейсов мощностью от 2-5 мм до 1-4 м. Относительный возраст олигоклазовых гранитов определяется сравнительно достоверно. Они мигматизируют гнейсы беломорской серии и содержат их в виде ксенолитов. В свою очередь олигоклазовые граниты мигматизируются и секутся жилами плагио-микроклиновых гранитов и интрузиями друзитов.

## ПОЗДНИЕ АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

### Ультраосновные и основные породы - нерасчлененные друзиты (НЭА)

Ультраосновные и основные породы имеют незначительное распространение, образуя редкие небольшие тела, расположенные изолированно друг от друга или же цепочками среди гнейсов беломорской серии. Какой-либо закономерности в их распределении не наблюдается. Размеры тел, как правило, измеряются несколькими десятками или сотнями метров и обычно не превышают 0,5х1 км в диаметре. Форма интрузивных тел разнообразна. Здесь наблюдаются линзообразные, пластовые и лакколитовые тела, согласно залегающие в гнейсах. Первые из них являются преобладающими. Контакты основных пород с вмещающими гнейсами резкие. В зоне контакта основные породы представлены мелкозернистыми разновидностями, что свидетельствует о их гипабиссальном характере.

По вопросу морфологии и залегания интрузий основных и ультраосновных пород нет единого мнения. Н.Г.Судовиков считает, что форма тел друзитов образована в условиях дифференциальных движений и гранитизации, вызвавших дробление, блокирование и будиной первоначально более крупных дайкообразных тел и облекание их гнейсами (Судовиков, 1939ф). По мнению Шуркина (Шуркин, 1955) более поздние тектонические движения, происходящие в период мигматизации, т.е. после кристаллизации интрузий друзитов, полностью не предопределяют их морфологию и залегание, а лишь осложняют их первоначальную форму и приводят к блокированию, будиной массивов основных пород, их растаскиванию и облеканию гнейсами. Эти интрузии сопоставляются им с офиолитами и рассматриваются как синкинематические интрузии, возникшие в результате многократного внедрения различных дифференциатов габбро-норитовой магмы в породы беломорской серии. Реже встречаются штокообразные интрузии, секущие дайки и жилы, которые Н.Г.Судовиковым (1939ф) рассматриваются как нарушенные тектоническими движениями, сохранившие свою первоначальную форму и особенности залегания тела друзитов. В.С.Неуструев (1939ф), А.А.Косой (1938) и В.С.Смирнова (1958ф) эти тела выделяют в качестве жильной фации друзитов, а К.А.Шур-

кин (1955) относит их к посторогенной группе основных пород.

По петрографическому составу друзиты образуют непрерывный ряд пород: оливиниты, перидотиты, полевошпатовые перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты, лейкократовые габбро-нориты и габбро-лабрадориты. Обычно отдельные массивы слагаются какой-либо одной из отмеченных разновидностей, реже в них наблюдается слабо выраженная дифференциация.

Г а б б р о - н о р и т ы имеют господствующее распространение и образуют преимущественно самостоятельные массивы. Реже они слагают краевые части дифференцированных интрузий, где связаны постепенными переходами с ультраосновными породами. Габбро-нориты темного зеленовато-серого цвета, мелко- или среднезернистые, массивные, состоящие в основном из гиперстена (10-50%), авгита или диопсид-геденбергита (5-25%), плагиоклаза с содержанием молекулы анортита 48-62% (80-40%), биотита (до 8%), магнетита (до 2%) и графита (0-15%). Вторичные минералы представлены обманковенной или актинолитовой роговой обманкой (0-40%), скаполитом (0-5%), хлоритом и серпичитом. Акцессорные - сфен, циркон и рудные минералы.

В дифференцированных интрузиях встречаются оливиновые габбро-нориты, являющиеся переходной разновидностью от перидотитов к габбро-норитам. Содержание оливина в них не превышает 5%. Кроме того, выделяются лейкократовые разновидности габбро-норитов и габбро-лабрадоритов, в которых количество темноцветных минералов уменьшается до 20 и менее %.

Структура габбро-норитов габброофитовая, габбровая, офитовая и друзитовая. Последняя обусловлена наличием ряда различных по составу каемок на границе оливина и пироксена с плагиоклазом. Вокруг оливина первая внутренняя кайма представлена ромбическим пироксеном, вторая моноклиновым пироксеном или амфиболом, третья, часто отсутствующая, - гранатом. Вокруг зерен ромбического и моноклинового пироксенов наблюдается две каймы - внутренняя, сложенная мелкочешуйчатыми амфиболом и внешняя, состоящая из граната.

Основные породы в зоне контакта с вмещающими гранитизированными гнейсами и более молодыми секущими жилами пегматита сильноамфиболлизированы и превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты, для которых характерно почти полное замещение ром-

бического пироксена и оливина серпентинном, актинолитом и тремолитом, преобразование авгита в диопсид и понижение основности плагиоклаза до олигоклаз-андезина. Плагиоклаз обычно серпичитизирован, соспиритизирован, гранулирован и скаполитизирован. Структура амфиболитов бластогаббровая, гранобластовая или немагнотгранобластовая с реликтами габбро-офитовой и друзитовой. Переход габбро-норитов в амфиболиты постепенный.

Ультраосновные породы в описываемом районе встречаются весьма редко. Они представлены оливинитами, перидотитами, полевошпатовыми перидотитами (лерцолитами), оливиновыми пироксенитами и пироксенитами, в различной степени амфиболлизированными.

О л и в и н и т ы не образуют самостоятельных массивов, а наблюдались лишь в виде шпоровидных обособлений среди перидотитов. Они состоят в основном из сильносерпентинизированного оливина (90%), пространство между зернами которого выполнено ксеноморфными кристаллами гиперстена и авгита (10%). В небольших количествах присутствует лабрадор, тремолит, идиогсит, зеленая шпинель и магнетит. Структура призматически-зернистая, пойкилитовая.

П е р и д о т и т ы макроскопически темно-зеленого почти черного цвета, средне и мелкозернистые, массивные. Главными породообразующими минералами в них являются оливин, содержащий 85-60% фаялитовой молекулы (гилалосидерит), количество которого колеблется от 40 до 70%, бронзит-гиперстен (25-30%) и авгит (не более 25%). В качестве второстепенных минералов встречаются тремолит, актинолит, лабрадор, идиогсит, серпентин, магнетит, хромит и зеленая шпинель. При содержании лабрадора до 15% порода по составу соответствует полевошпатовому перидотиту или лерцолиту. Структура перидотитов павидноморфнозернистая, призматическизернистая, пойкилитовая. Последняя обусловлена наличием в крупных кристаллах пироксена вросков оливина или наличием вростков оливина, гиперстена и авгита в плагиоклазе. Нередко встречается друзитовая структура. Келифитовые каемки ромбического и моноклинового пироксена располагаются вокруг зерен оливина, к которым в амфиболлизированных разностях добавляется кайма амфибола.

О л и в и н о в ы е п и р о к с е н и т ы представляют собой переходную разновидность от перидотитов к пироксенитам с содержанием оливина не более 5-10%.

**Пироксениты** представлены в основном сильно-амфиболизированными разновидностями, состоящими преимущественно из гиперстена, авгита и актинолита. Второстепенными минералами являются оливин, плагиоклаз ряда лабрадора, иллингит, гранат, скаполит, карбонат и серпентин. Пироксениты характеризуются призматическизернистой, панидоморфнозернистой, реже койнитовой и друзитовой структурами. Текстура массивная.

Ультраосновные породы в контакте с вмещающими гранитизированными гнейсами нередко нацело превращены в амфиболиты. При этом весьма характерным является изменение состава амфибола. Вблизи от контакта он представлен обыкновенной роговой обманкой, которая по мере удаления от контакта сменяется бледно-зеленым актинолитом и далее бесцветным куммингтонитом.

**Микрогаббро-нориты, порфири-видные габбро-нориты, полевошпатовые порфириты** и образованные по ним мелкозернистые амфиболиты слагают краевые части некоторых интрузивных тел основных пород, а также образуют ксеномитообразные, дайкообразные тела и секущие жилы в габбро-норитах и вмещающих гнейсах. При этом неизменные или слабо измененные разновидности этих пород встречаются лишь в центральных частях тел. Краевые же части представлены мелкозернистыми амфиболитами. Микрогаббро-нориты и порфирированные габбро-нориты макроскопически темно-серого цвета мелко или тонкозернистые, массивной текстуры с редкими порфирированными выделениями темноцветных минералов. Микрогаббро-нориты по минералогическому составу аналогичны вышеописанным среднезернистым габбро-норитам.

В порфирированных габбро-норитах основная гравобластическая масса состоит из тонкозернистого агрегата ромбического пироксена, вторичной роговой обманки и небольшого количества плагиоклаза. Порфирированные выделения представлены призматическими кристаллами гиперстена и моноклининого пироксена.

Полевошпатовый порфирит по внешнему виду светло-зеленого цвета, мелко- или тонкозернистый с порфирированными кристаллами лабрадора до 0,5 см в длину. Таблицы лабрадора окружены реакционной каймой граната. Основная тонкозернистая масса порфирита состоит из пироксена, амфибола, граната и плагиоклаза.

Ультраосновные и основные породы по мнению большинства исследователей являются разновозрастными, принадлежащими к начальному периоду верхнеархейской магматической эпохи (Н.Г.Судовиков, 1939ф; Д.С.Неуструев, 1939ф; Смирнова, 1958ф и др.). Они прорывают гнейсы беломорской серии и раннеархейские олигоклазовые граниты, сами же пересекаются жилами позднеархейских плагио-микроклиновых гранитов и пегматитов. На контакте с плагио-микроклиновыми гранитами друзиты сильно амфиболизированы. Амфиболиты имеют различный характер, зависящий от состава первоначальной породы. Переход от неизменных или слабо измененных ультраосновных и основных пород к амфиболитам постепенный.

В последние годы К.А.Шуркиным (1955) высказано положение о разновозрастности архейских основных пород в Беломорье и о формировании всех архейских магматических пород беломорской формации в течение единого периода развития архейской геосинклинальной зоны.

#### Плагио-микроклиновые и плагиоклазовые граниты, гнейсо-граниты и их мигматиты (Г<sub>2</sub>А)

Плагио-микроклиновые граниты развиты преимущественно в прибрежной полосе Белого моря среди интенсивно мигматизированных гнейсов нижней толщи, где образуют ряд мелких неправильной формы массивов, залегающих согласно с вмещающими гнейсами. Наибольшую площадь плагио-микроклиновые граниты занимают в окрестностях оз.Крестовые. По данным Н.Г.Судовикова (1934ф) этот массив имеет северо-восточное, близкое к широтному, простирание и залегает среди сильно гранитизированных гнейсов. Структура массива неоднородная. Центральная часть его сложена совершенно однородными светло-серыми или розовыми среднезернистыми плагио-микроклиновыми гранитами, в которых очень редко отмечается полосчатость и сланцеватость меридионального направления. В краевых частях граниты постепенно переходят в гнейсы через зону плосчатых мигматитов. Направление полосчатости в мигматитах вполне соответствует простиранию окружающих гнейсов. Остальные более мелкие массивы имеют однородное строение.

Макроскопически граниты розового и мясокрасного цвета, средне-, мелко- и реже крупнозернистые, массивной или огнейсованной текстуры (гнейсо-граниты). Для минерального состава их характерно преимущественное преобладание микроклина над плагиоклазом ряда олигоклаза или альбит-олигоклаза. При обратном соотношении порода по составу соответствует микроклин-плагиоклазовому и плагиоклазовому граниту. Кроме микроклина и плагиоклаза в гранитах присутствуют кварц, биотит, обыкновенная роговая обманка, мусковит и эпидот. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Структура гранитов грабнобластическая, реже бластогранитная с наложенной структурой метасоматического замещения.

Мигматиты, связанные с плагио-микроклинными гранитами, являются исключительно многообразными по форме. Здесь встречаются послойные мигматиты, артериты, агматиты и небулиты. Следует лишь отметить, что активизированный в условиях гранитизации материал мигматитов в большинстве случаев принадлежит пегматиту или пегматондному граниту. Субстратом в них являются гнейсы и амфиболиты вышеописанных трех тонов беломорской серии и в меньшей мере друзиты. Следовательно, граниты моложе гнейсов и друзитов. Те и другие, кроме того, секутся пегматитовыми, апатитовыми, кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами, генетически связанными с гранитами.

#### Пегматитовые жилы

В пределах описываемой территории, расположенной в непосредственной близости от районов промышленных месторождений пегматита, выявлено всего 15 пегматитовых жил. Слюдяных жил или жил с признаками ослюденения не обнаружено. Большинство жил маломощные (не более 1 м) и только четыре жилы, расположенные в районе оз.Сред.Попово, оз.Верх.Киви-Канда и оз.Кривое имеют мощность от 1 до 3 м.

Форма, условия залегания и минералогический состав пегматитовых жил, а также взаимоотношения их с вмещающими породами не изучены. Предыдущими исследователями (Судовиков Н.Г., 1939ф; Неуструев Д.С., 1939ф) приводятся лишь общие положения, касающиеся в основном вопроса о распределении пегматитовых жил в зависимости от интенсивности развития процессов гранити-

зации, а так же зависимости минералогического состава их от характера вмещающих пород. В связи с этим привести более или менее полную характеристику минералогического состава и условий залеганий пегматитовых жил описываемого района не представляется возможным.

#### Аплиты

Имеют широкое распространение. Форма проявления их различная. Они образуют в гнейсах тонкие межпластовые прослойки, пластовые жилы мощностью до 3 м и неправильной формы обособления. Аплиты представляют собой белые или розовые породы, от тонко- до крупнозернистых, массивные, состоящие из плагиоклаза, микроклина и кварца. В ничтожных количествах присутствуют биотит и серицит. В зависимости от количественных соотношений главных породообразующих минералов выделяются плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые, плагио-микроклинные и микроклинные аплиты.

#### Кварц-кальцит-плагиоклазовые жилы

На побережье Белого моря в габбро-норитах, образующих ксенолитоподобные и линзообразные тела в гранитизированных гнейсах, встречаются единичные секущие прожилки кварц-кальцит-плагиоклазового состава. Мощность этих прожилков не более 10 см при длине до 1-1,2 м. Строение их в большинстве случаев зональное. Центральные части прожилков сложены мелкозернистым белым кальцитом, краевые - серым сливным кварцем и плагиоклазом с единичными зернами кальцита, пирита, рутила и хлорита. Вмещающие габбро-нориты в контакте с кварц-карбонат-плагиоклазовыми прожилками изменяются в слюдит, состоящий из коричнево-желтого биотита. Учитывая секущее положение этих прожилков по отношению к габбро-норитам, они рассматриваются как более молодые образования и, по-видимому, представляют собой гидротермальные проявления позднеархейских плагио-микроклинных гранитов.

В районе оз.Среднее Попово встречены тончайшие жилы пренита, являющиеся секущими к сланцеватости во вмещающих амфиболитах. Эти жилы Д.С.Неуструевым (1939ф) рассматриваются как

гидротермальные образования, связанные с микроклиновыми гранитами.

## ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К интрузиям протерозойского возраста отнесены порфировидные микроклиновые граниты, гранодиориты, кварцево-гиперстеновые диориты и связанные с ними пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы, которые в соответствии со стратиграфической схемой, принятой для геологических карт м-ба 1:200000 условно рассматриваются как поздне-нижнепротерозойские.

### ПОЗДНИЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К поздним нижнепротерозойским интрузиям относятся гранитоиды района губы Сосновая и п-ва Турьего, объединяемые И.С.Ожинским и И.В.Моисеевым (1986ф) под названием умбинского интрузивного комплекса. В составе этого комплекса выделяются три группы пород, обособляющиеся в более или менее самостоятельные интрузивные тела и возникшие в процессе 3-х последовательно возникших фаз интрузии. Наиболее древними из них являются кварц-гиперстеновые диориты ( $\delta_2$  Рт<sub>1</sub>) слагающие два массива - Пирьегубский и Островский, представляющие собой пластовые интрузии, согласно залегающие со складчатой структурой вмещающих гнейсов беломорской серии. В пределах описываемой территории располагается лишь незначительная южная часть этих массивов, в районе к западу и востоку от о.Луда.

Кварцево-гиперстеновые диориты характеризуются светло- или розовато-серым цветом, крупнозернистым сложением, массивной или гнейсовидной текстурой. Последняя наиболее отчетливо выражена в краевых частях массивов, вблизи контактов с вмещающими гнейсами. Иногда встречаются разности диоритов, содержащие порфировидные выделения плагиоклаза типа ооидов размером до 2 см в поперечнике, согласно вытянутые с гнейсовидностью породы. Простираение гнейсовидности СВ 330-340°, падение на юго-запад или северо-восток под углами, в среднем, 35-40°. По минеральному составу диориты весьма однообразны. В их состав входят андезиты № 35-45, часто сильно серицитизированный, биотит, гиперстен, замещающийся по краям зерен хлоритом и биоти-

том и кварц, присутствующий в количестве не более 10-15%. Из второстепенных минералов наблюдаются обыкновенная роговая обманка, микроклин, серицит, хлорит, эпидот, циркон, цомзит, апатит и рудные минералы, иногда рутил. Структура кварцево-гиперстеновых диоритов гипидiomорфнозернистая, порфировая и в разностях с гнейсовидной текстурой гранобластическая, катаклас- тическая, местами бластомилолитовая.

Более молодыми образованиями по отношению к кварцево-гиперстеновым диоритам являются порфировидные гранодиориты ( $\gamma_2 \delta$  Рт<sub>1</sub>), развитие в районе Сосновой губы и по юго-западному берегу п-ва Турьего. Они образуют согласные, реже секущие жилы в диоритах и, в свою очередь, прорываются порфировидными микроклиновыми гранитами. Гранодиориты повсеместно залегают согласно с вмещающими гнейсами, пластообразно с ними перемежаются в зонах контактов, а также содержат множество ксенолитов гнейсов и кварцитовидных пород, ориентированных, как правило, в направлении гнейсовидности заключающих их пород. Реже встречаются ксенолиты кварцево-гиперстеновых диоритов.

Порфировидные гранодиориты макроскопически представляют светло-, реже розовато-серую крупнозернистую породу с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой, на фоне которой резко выделяются ооиды полевых шпатов размером от 2-3 до 10 см в поперечнике. В отношении текстуры гранодиориты несколько напоминают виборгские граниты ралакиви. Ооиды состоят из андезина № 34-43, микроклина и ортоклаза; есть также кварц и биотит, причем отчетливо наблюдаются явления щелочного автометасоматоза, выражающиеся в замещении плагиоклаза микроклином на разных стадиях этого процесса с выделением кварца в виде мirmekитов. Основная масса порфировидных гранодиоритов по минералогическому составу приближается к кварцево-гиперстеновым диоритам. В состав ее входят плагиоклаз № 34-42, кварц, биотит, гиперстен (не всегда), апатит, циркон, гранат, эпидот, хлорит и рудные минералы. Порфировидные гранодиориты юго-западной части Турьего п-ва в результате щелочного метасоматоза, связанного с щелочными интрузиями палеозоя, обогащаются агитрином и щелочной роговой обманкой.

В последнюю фазу формирования умбинского интрузивного комплекса возникли порфировидные микроклиновые граниты слагающие крупный массив, прослеживающийся вдоль побережья Бе-

лого моря от устья р.Черной далее на восток за пределы территории листа. Этот массив микроклиновых гранитов занимает се- нующее положение по отношению к гранодиоритам и вмещающим гнейсам беломорской серии. Кроме того, граниты слагают штокообразные тела и пластовые жилы до 3-4 м мощностью, прорывающие диориты и гранодиориты. Местами количество жил в диоритах и гранодиоритах настолько велико, что порода напоминает полосчатые мигматиты. По внешнему виду порфировидные микроклиновые граниты от гранодиоритов отличаются розовой окраской, более крупнозернистым сложением и массивной текстурой. Среди крупнозернистой основной массы в них отмечаются порфировидные выделения микроклина размером до 10 см, имеющие в большинстве случаев правильные идиоморфные очертания. Главными породообразующими минералами микроклиновых гранитов являются микроклин-микропертит (60-80%), олигоклаз № 25-29, кварц и биотит. В небольшом количестве присутствуют хлорит, мусковит, апатит, циркон и рудные минералы. Наиболее характерными структурами являются типидиоморфнозернистая и порфировидная.

По вопросу генезиса описываемых гранитоидов существует две точки зрения. И.С.Ожинский (1936ф) связывает образование описываемого комплекса пород с дифференциацией корито-диоритовой магмы на глубине. Л.И.Антоновская (1952ф) считает эти породы метасоматитами, возникшими в результате воздействия гранитизирующих растворов, поступающих из глубины, на осадочные породы.

Что касается возрастного положения гранитоидов, то можно лишь уверенно говорить о их более молодом возрасте, по отношению к гнейсам беломорской серии, которые они прорывает, магматизируют и содержат их ксенолиты. В свою очередь они являются древнее щелочных пород палеозоя. В настоящей записке гранитоиды условно отнесены к поздним нижнепротерозойским интрузиям, поскольку в прилегающих районах жильные образования, связанные с аналогичными гранитоидами, секут никеленосные интрузии ультраосновных и основных пород протерозоя - массивы Монче-тундры, р.Оланги и др. (Перевозчикова, 1958ф). Более ранними исследователями (Белянкин 1924; Соколов 1931ф; Полянов 1936) кварцево-гиперстеновые диориты относились к постсвинойским интрузиям архей по аналогии их состава с гиперстеновыми диоритами Кольского полуострова, порфировидные гранодиориты и микроклиновые граниты к

посткарельским интрузиям протерозоя.

В последние годы К.А.Дуркин, на основании геохронологических данных, выдвигает новое положение об архейском возрасте гранитоидов Умбинского интрузивного комплекса. Для кварцево-гиперстеновых диоритов, порфиробластических гранодиоритов и секущих их пегматитовых жил окрестностей пос.Умбы калио-аргоновым методом по мусковиту и биотиту получены цифры абсолютного возраста порядка 2010-2115 млн.лет. В то же время для микроклина в порфировидных гранодиоритах района п-ова Турьего калио-аргоновым методом получены цифры 1425 млн.лет, что несмотря на возможно несколько завышенное значение (по полевому ипату) указывает на наличие в этом районе и более молодых гранитоидов.

Таким образом не исключено, что в настоящее время в Умбинский гранитный комплекс объединяются гранитоиды разного возраста, как на это ранее указывал Д.С.Белянкин. В частности более древними, архейскими могут быть кварцево-гиперстеновые диориты и грано-диориты к западу от пос.Умбы, где абсолютный возраст их более 2000 млн.лет (см.выше).

Гранитоиды нижнего протерозоя сопровождаются значительным количеством пегматитовых, частью аплитовых и кварцевых секущих жил.

Пегматитовые жилы (рРт), генетически связанные с нижнепротерозойскими гранитоидами, имеют незначительное распространение. Они отмечены в районе Сосновой губы, д.Куареки, на Воль-острове и западном берегу п-ва Турьего, где залегают в кварцево-гиперстеновых диоритах, гранодиоритах, микроклиновых гранитах и резе гнейсах. По характеру залегания жилы являются секущими, имеющими северо-восточное простирание и кругое падение на северо-запад. Мощность жил от нескольких сантиметров до 2-3 м, протяженность не более 20 м. Наиболее часто встречаются биотит-микроклиновые и биотит-микроклин-плагноклазовые жилы; реже биотит-плагноклазовые и роговообманково-плагноклазовые. В связи с тем, что эти жилы не изучены, детальная характеристика их не может быть приведена.

Аплитовые жилы (рРт) по морскому побережью встречаются весьма часто, имеют пластовый характер и мощность 3-6 м. Аплит состоит из кварца, микроклин-микропертита и подчиненного альбита.

**Кварцевые жилы** (рРт) так же не редки. Наибольшее же количество их отмечается среди гранодиоритов на северном берегу Сосновой губы в 1,5 км к северу от береговой линии. Жилы имеют СВ простирание и мощность от 0,6 до 4 м при протяженности до 25 м и более.

## ПАЛЕЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Наиболее молодыми интрузивными образованиями в пределах описываемой территории являются щелочные породы п-ова Турьего, среди которых можно выделить три разновозрастные группы пород (Белянкин, 1982; Кухаренко и др., 1960):

1. Древние щелочные и субщелочные лампрофиры.
2. Мелочные и ультраосновные породы.
3. Молодые щелочные и субщелочные лампрофиры.

### ДРЕВНИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ И СУБЩЕЛОЧНЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ПЕРВОЙ ГРУППЫ (Э Рз)

Слагают незначительные по мощности согласные или секущие дайки, которые встречаются на всем побережье юго-западной части п-ова Турьего среди песчаников и гранодиоритов. Простирание их северо-восточное или северо-западное с крутыми углами падения. Мощность не более 1,5-2 м. Эти дайки представлены, в основном, сильно измененными альениитами, мончикитами и весьма своеобразными эруптивными брекчиями, названными А.Г.Булахом (1959) валунными дайками. Альенииты и мончикиты макроскопически представляют собой черные или буровато-черные, тонкозернистые породы, содержащие мелкие порфировые включения оливина, титанавгита или меллита. Структура их офитовая или порфировая.

По минералогическому составу от аналогичных образований последующих двух групп пород они отличаются значительно большей степенью изменения. Альенииты, как правило, состоят из мелкозернистого агрегата карбоната, биотита, цеболита, анальцима и пирита, среди которого сохраняются реликты вкрапленников меллита. В мончикитах вкрапленники представлены титанавгитом и оливином, почти целиком замещенными биотитом и тремолитом. Внешняя зона псевдоморфоз по оливино сложена мелкочешуйчатым биотитом с примесью карбоната, внутренняя - радиальнолучистым аг-

регатом тремолита с мелкими зернами магнетита.

Валунные дайки, впервые обнаруженные на п-ве Турьем А.Г.Булахом (1960ф), представляют собой почти полностью измененные мончикиты, содержащие до 7-10% округлых, шаровидных, эллипсоидальных и, реже, неправильной формы обломков ийолитов, вмещающих песчаников и гранодиоритов, а также пород, не обнаруженных в непосредственной близости от даек: лейкократовых и тонкополосчатых габбро, лабрадоритов, гранато-пироксеновых амфиболитов и других, которые, по-видимому, вынесены из толщи архейских образований, не вскрытых эрозией на п-ве Турьем. Обломки в дайках распределены беспорядочно. Размеры их невелики - до 5 см, реже они достигают 20 см. Наконец, в единичных случаях встречаются обломки слабоугловатой формы размером 10x40 см. Генезис этих образований до сих пор остается неясным.

К группе древних лампрофиров, по-видимому, следует так же отнести близкие по своему характеру к валунным дайкам эруптивные брекчии или конгломератоподобные породы, известные на южной оконечности Турьего мыса. Впервые эти образования были обнаружены И.С.Ожинским в 1937 г. и описаны им как внутриформационные конгломераты осадочного генезиса, датируемые перерыв в отложении песчаников свиты п-ва Турьего (Ожинский, 1938). Эта точка зрения прочно вошла в геологическую литературу и долгое время являлась общепризнанной. Однако, в последние годы при посещении п-ва Турьего ряд геологов (Шуркин, 1957ф; Курьева, 1960ф; Булах и др., 1960ф) высказывают положение об эруптивном происхождении конгломератоподобных пород, что по их мнению определяется явно секущим положением конгломератоподобных пород по отношению к вмещающим песчаникам. Кроме того, они содержат ксенолиты песчаников и отсылают в них ветвящиеся апофизы.

Конгломератоподобные породы образуют три линзообразных тела, разделенных песчаниками и имеющих простирание СВ 275° с падением на север, северо-восток под углами от 40 до 65°. Линзы различных размеров и несколько отличаются друг от друга по внутреннему строению.

Первая (северная) линза имеет видимую мощность около 2 м, в длину 29-30 м. Она в целом залегает согласно в толще песчаников и лишь в крайних частях ее, т.е. на участках выклинивания, наблюдается явно секущее положение по отношению к слонс-

тости песчаников. Внутреннее строение линзы неоднородное, что обусловлено неравномерным распределением обломочного материала как по составу, так и размерам. В лежащем боку и на концах выклинивания линзы обломки представлены исключительно зеленовато-серыми тонкослоистыми песчаниками, имеющими форму удлиненных плит с округлыми углами размером от 1х5 до 5х15 см, ориентированных субпараллельно простиранию самого тела. В центральной части линзы и у всякого бока конгломератоподобные породы характеризуются преобладанием крупных обломков тонкослоистых, слабо милонитизированных песчаников (до 1х2,4 м в поперечнике), наряду с которыми присутствуют более мелкие обломки песчаников и, очень редко и в небольших количествах, обломки щелочных порфиритов, порфиробластических гранитов, пегматоидных гранитов и амфиболитов (?). Как мелкие, так и крупные обломки ориентированы в одном направлении. Цемент в конгломератоподобной породе этой линзы представлен эгиринизированной и карбонатизированной массой тонкораздробленного перетертого песчаника и переполнен мелкими обломками вышеотмеченных пород; местами цемент имеет признаки магматической порфировидной структуры (Шуркин, 1960).

Вторая линза расположена в 7,5 м к югу, юго-западу от вышеописанной. Мощность ее 1,6–2 м, видимая протяженность 8 м. Западная часть линзовидного тела протяженностью около 6 м, по внутреннему строению и составу пород, слагающих обломки, аналогична первой линзе. Здесь обломочный материал представлен так же почти исключительно песчаниками, образующими ориентированные в одном направлении плитообразные обломки со слабостлаженными контурами размером до 0,4х1,2 м. Весьма редко встречаются неправильной формы мелкие обломки плагио-микроклинового гранита и округлые гальки основной породы размером от 1х2 до 12х15 см. В цементе содержится более 50% мелких обломков и галек песчаника, гранита и основной породы. В восточной, юго-восточной частях линзы конгломератоподобные породы образуют тонкие ветвящиеся алофизы, секущие слоистость вмещающих песчаников и представлены мелкообломочным материалом.

Третье линзовидное тело конгломератоподобных пород обнажается в полосе отлива и имеет мощность от 2–5 до 10 м при протяженности 60–70 м. Обломки представлены, в основном, присутствующими приблизительно в равных количествах песчаниками

и плагиомикроклиновыми гранитами или гранодiorитами размером от 0,5х1 до 20х25 см, не более. Кроме того, встречаются гнейсы, аплитовидные микроклиновые граниты, амфиболиты и породы щелочного состава (с эгирин-авгитом, меллитом и др.). Обломки неравномерно распределены. Если в восточной части линзы количество обломочного материала составляет 15–20%, то в западной не менее 60–70%. Цемент аналогичен описанному в предыдущих линзах и только в восточной части он представлен не слишком глубоко измененным щелочным базальтом. В конгломератоподобных породах наблюдается большое количество маломощных, быстро выклинивающихся по простиранию жил древних щелочных лампрофиров, кварцево-полевошпатовых пород с пектолитом, кварцево-карбонато-полевошпатовых пород с флюоритом. Кроме того, они пересекаются дайками более молодых лампрофиров III группы.

Таким образом, конгломератоподобные образования в толще песчаников Турьего мыса можно считать своеобразными эруптивными брекчиями, более молодыми, чем вмещающие их песчаники и одновозрастными с дайкоподобными телами эруптивных валуновых брекчий.

В 200–300 м к западу от трех линз конгломератоподобных пород в 1959 г. Н.А.Курылевой был найден валун эруптивной брекчии величиной в кулак, содержащий до 30% включений – ксенолитов плагиогранита, микроклинового гранита, слюдяного амфиболита, кианитогранатового гнейса, а также мелкозернистых алевролитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В промежутках между включениями наблюдаются мелкие обломки разложившего порфирита. Связующая их масса представлена карбонатом. Обнаружение валуна эруптивной брекчии с включением песчаников дало возможность Н.А.Курылевой высказать предположение о возможном присутствии в районе Турьего мыса трубок взрыва (Курылева, 1960ф).

Вышеописанные дайки щелочных и субщелочных лампрофиров пересекаются жилами ийолитов, малинитов, турьяитов и дайками лампрофиров третьей группы, чем и определяется их наиболее древний возраст.

## ЩЕЛОЧНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ВТОРОЙ ГРУППЫ (E<sub>2</sub>R<sub>2,4</sub>)

В порядке возрастной последовательности представлены нефелиновыми пироксенитами, малиньитами, мельтейгитами, ийолитами, уртитами, оливковыми мельтейгит-порфирами, нефелинитами, нозеановыми нефелинитами, нозеанитами и различными по составу метасоматическими и гидротермальными образованиями. Эти породы слагают различные по размерам массивы, реже встречаются в виде самостоятельных даек. Всего обнаружено четыре массива щелочных пород, расположенные преимущественно среди фенитизированных гранодиоритов.

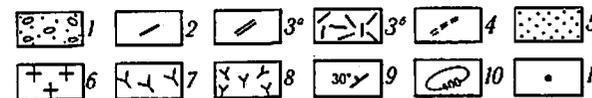
Эти массивы слабо обнажены, вследствие чего на геологической карте границы их с вмещающими породами проведены, учитывая геофизические материалы, по изолинии в 400 гамм. Форма и внутреннее геологическое строение их приводится с учетом данных аэромагнитной съемки (Поротова, 1960 г.). Наиболее крупным из них является массив, расположенный в центральной части п-ва Турьего. Он залегает среди порфиroidных гранодиоритов протерозоя, которые вблизи контакта сильно фенитизированы (р-н оз. Гольшево) и рассечены жилами ийолитов и микроийолитов мощностью 0,2-9,0 м.

По имеющимся геологическим и геофизическим данным массив в плане близок к эллипсу, слегка вытянутому в северо-западном направлении. В восточной части его наблюдается алофиза северо-восточного простирания. Площадь, занимаемых массивов, около 30 км<sup>2</sup>. Судя по сгущению изолиний в краевой части аномалии, приуроченной к данному массиву, и характеру графиков  $\Delta T_a$  контакты его, по-видимому, крутые (рис. I).

О внутреннем геологическом строении массива можно судить лишь по единичным обнажениям, наблюдавшимся на западном склоне г. Летней и в 6 км к западу от нее в районе оз. Гольшево, а также по материалам аэромагнитной съемки.

Анализ этих материалов свидетельствует о сложном строении массива и его неоднородном составе.

Судя по отдельным выходам коренных пород и меньшей интенсивности магнитного поля (400-800 гамм), периферическая часть его сложена, в основном, мельтейгитами, ийолитами, меланитовыми и биотит-меланитовыми ийолитами и в меньшей мере нефели-



Схематическая геолого-геофизическая карта п-ва Турьего  
(по З.А.Бурцевой и Г.А.Поротовой, 1960 г.)

I - четвертичные отложения. 2, 3а, 3б, 4 - палеозой: дайки альенитов, мончикитов, нефелиновых базальтов (2), дайки нефелиновых базальтов, нефелинитов, нозеанитов и др. (3а), щелочные и часть ультраосновные породы - нефелиновые пироксениты, малиньиты, мельтейгиты, ийолиты, оливковые мельтейгит-порфиры и др. (3б), дайки альенитов, мончикитов и эксплозивные брекчи (4); 5-11 - протерозой: песчаники, часть фенитизированные (5), порфиroidные микроклиновые граниты (6), порфиroidные гранодиориты (7), кварцево-гиперстеновые диориты (8), гнейсовидность (9), изолинии  $\Delta T_a$  в гаммах (10), коренные обнажения щелочных пород (11)

новыми пироксенитами, нефелиновыми сиенитами и турьянитами, содержащими до 10% титаномагнетита.

Центральная часть массива, отличающаяся заметно повышенным магнитным полем, в западной части достигая 5000 гамм, вероятно, представлена породами, более обогащенными ферро-магнитными минералами. По сравнению с детально изученным Горноозерским массивом, здесь следует ожидать развития основных дифференциатов щелочного ряда, невозможно, с отдельными линзовидными телами ультраосновных пород.

К югу от описываемого массива, в непосредственной близости от него, расположен несколько меньший по размерам (11 км<sup>2</sup>) массив щелочных и ультраосновных пород. Этот массив имеет весьма причудливую форму и ориентирован в северо-западном, близком к широтному, направлении. Он характеризуется более слабым магнитным полем интенсивностью от 400 до 1200 гамм. По имеющимся, хотя еще и недостаточно полным данным, эта интрузия сложена в основном щелочными породами ийолит-мельтейгитового ряда.

Исходя из характера магнитного поля она, по-видимому, имеет более простое строение и однородный состав по сравнению с массивом центральной части п-ва Турьего.

К западу от описываемых крупных массивов среди гранодиоритов расположены мелкие штокообразные тела щелочных пород. Эти массивы также оконтуриваются изолиниями в 400 гамм, что в целом увязывается с их известными геологическими контурами. Из них наиболее детально изучен Горноозерский массив, находящийся в километре к северу от устья р. Хям-ручей. В плане он имеет асимметричное строение и размер около 1 км<sup>2</sup>. Согласно данным Е.И. Нефедова (1960) он сформировался в две фазы интрузивной деятельности.

Наибольшим распространением пользуются породы первой фазы интрузии, представленные нефелиновыми пироксенитами, ийолит-мельтейгитами и в меньшей мере генетически связанными с ними слюдяными ийолитами и турьянитами. Подчиненное значение имеют оливковые мельтейгит-порфиры второй фазы интрузии, слагающие среди ийолит-мельтейгитов южной части массива небольшой шток с крутыми секущими контактами. Оливковые мельтейгит-порфиры включают многочисленные ксенолиты ийолит-мельтейгитов, слюдяных ийолитов, турьянитов, гранодиоритов и песчаников.

Щелочные и часть ультраосновные породы первой и второй фаз интрузии пересекаются маломощными дайками микромельтейгитов, микроийолитов, нефелиновых сиенитов, нозеанитов, нефелиновых нозеанитов, а также полевошпатовыми, кальцито-амфиболовыми и др. породами.

Из них одни являются жильной фазой массива (микроийолиты, микромельтейгиты, нефелиниты, нозеаниты), другие же (нефелиновые сиениты) возможно относятся к дайковым породам более молодых интрузий.

К северо-западу от Горноозерского массива расположен массив Кузнаволок, сложенный преимущественно турьянитами и в меньшей мере связанными с ними постепенными переходами мелкозернистыми мельтейгит-ийолитами. Этот массив, размером 1х0,6 км, оконтуривающийся изолинией в 400 гамм, характеризуется более однородным и спокойным магнитным полем, что отражает его сравнительно однородный состав. Наряду с описанными массивами щелочные породы в зоне контакта с вмещающими гранодиоритами и песчаниками образуют в них согласные и реже секущие жилы. Последние, по-видимому, являются апофизами крупных интрузий.

Дайковые породы второй группы представлены, в основном, микромельтейгитами, микроийолитами, нефелиновыми базальтами, нефелинитами, нозеановыми нефелинитами и нозеанитами (E Pz<sub>1</sub>), которые, как правило, являются маломощными. Они наблюдались лишь в ийолит-мельтейгитах Горноозерского массива и вблизи его среди порфировидных гранодиоритов. Ниже приводится краткое петрографическое описание различных разновидностей щелочных пород второй группы (А.А. Кухаренко и др., 1960ф).

Нефелиновые пироксениты представляют собой зеленовато-черную массивную среднезернистую или крупнозернистую породу, состоящую из пироксена (титанистый диоксид-авгит+ диоксид) 70-80%, нефелина 10-20% и титаномагнетита 10%. В качестве второстепенных минералов присутствуют оливин, перовскит, роговая обманка ряда парагасита, биотит, канкринит, апатит и меланит. Структура породы гипидноморфнозернистая.

Магнититы - неравномернозернистые светлоокрашенные породы массивной или полосчатой текстуры. Полосчатость обусловлена чередованием мелкозернистых и среднезернистых участков, нередко различающихся и по количественному соотношению породообразующих минералов. Главными составными частями

ми малинцитов являются анортотлаз (40%), эгирин-диопсид (35%), содержащий до 30% эгиринового компонента и нефелин (20%) с содержанием калифидитового компонента до 40%. Второстепенные минералы - сфен, титаномagnetит, эвдиалит и апатит. Структура малинцитов гипидиоморфнозернистая, иногда порфириовидная, обусловленная наличием крупных кристаллов щелочного полевого шпата в среднезернистой или мелкозернистой основной массе породы.

**И й о л и т ы**, слагающие штокообразные тела, а также принимающие участие в строении многофазных интрузий, представляют собой среднезернистые, реже мелко- и тонкозернистые породы массивной или полосчатой текстуры. Главными породообразующими минералами в них являются нефелин, нередко сильно замещенный либеренитом (серпичитом), анальцимом и канкринитом, эгирин-диопсид с содержанием около 15% эгиринового компонента, меланит и биотит. Из второстепенных минералов устанавливаются канкринит, анальцит, натролит, либеренит и кальцит. Изредка присутствуют меллит, анортотлаз и волластонит. Акцессорные минералы - магнетит, перовскит, сфен и апатит.

Количественные соотношения нефелина и темноцветных минералов непостоянны, что обуславливает вариации состава пород в пределах даже одного массива или дайки от лейкократовых ийолитов и ийолитуртитов до меланократовых разновидностей их - мельтейгитов. В зависимости от характера темноцветных минералов различаются меланитовые (до 30% меланита), слюдяные (до 20% флогопита) и нормальные (пироксеновые) разновидности. Структура ийолитов гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая.

**О л и в и н о в ы е м е л ь т е й г и т - п о р ф и р ы** характеризуются непостоянством состава и структурно-текстурных особенностей. Наиболее типичной для них является обрекчиевая текстура, обусловленная наличием многочисленных обломков турьяитов, ийолитов, песчаников и других пород, скрепленных плотной порфириовой породой, в которой количественное соотношение вкрапленников и основной массы различное. Из них наибольшим распространением пользуются олигофиновые мельтейгит-порфиры, в которых вкрапленники составляют не более 30-40% породы. Макроскопически это плотная массивная порода темно-серого цвета с порфириовыми вкрапленниками оливина, титан-авгита и диопсида размером от 0,5 до 3-4 см. В составе основной микрокристаллической массы породы, наряду с диопсидом, титан-авгитом, эгирин-диопсидом и нефелином, присутствуют биотит,

обыкновенная роговая обманка, меланит, изредка содалит, канкринит, кальцит и хлорит. Из акцессорных постоянно встречаются апатит и перовскит. Структура оливиновых мельтейгит-порфиров порфириовая с вариациями от олигофириовой до невадктовой.

**Т у р ь я и т ы** представляют собой полосчатые породы, состоящие из меллита (30-35%), нефелина (17-20%) и биотита (25-30%). В переменных количествах присутствуют апатит, титаномagnetит, перовскит, меланит, монтичеллит, канкринит, везувиан, диопсид, изредка диопсид-авгит и оливин.

Полосчатость обусловлена чередованием мелко-, средне- и крупнозернистых полос одного и того же состава мощностью от 1 до 10 см. Наряду с полосчатыми турьяитами встречаются разновидности турьяитов с пегматоидной структурой, для которых характерно высокое содержание меланита (до 10-15%), а также постоянное присутствие канкринита, везувикана, диопсида, цеболита и других вторичных минералов. Количественные соотношения главных породообразующих минералов в турьяитах варьирует в широких пределах, в связи с чем иногда встречаются разновидности с содержанием меллита до 75%.

**Н е ф е л и н о в ы е б а з а л ь т ы** распространены незначительно и в большинстве случаев относятся к породам третьей группы, описанных ниже. Макроскопически это плотная мелкозернистая порода зеленовато-черного цвета с вкрапленниками зонального титан-авгита, оливина и нефелина размером 1-2 мм, составляющие не более 10-15% объема породы. Оливин обычно замещен серпентином, карбонатом и буроватым биотитоподобным минералом; нефелин-агрегатом гистерогенных минералов - канкринита и анальцима. Основная масса породы образована диопсид-авгитом, анальцимом, скоплениями цеолитов и карбоната. Постоянно присутствуют магнетит, биотит, сфен и апатит.

**Н е ф е л и н и т ы** встречаются редко. Кроме нефелина, составляющего 70-80% объема породы в них устанавливается эгирин (10-20%) и изредка меланит.

**Н о з е а н и т ы** и **н е ф е л и н о в ы е н о з е а н и т ы** наиболее редки. По минералогическому составу они отличаются лишь различными количественными соотношениями главных породообразующих минералов - нефелина, диопсид-эгирина и нозеана. В нозеановых нефелинитах резко преобладают нефелин и диопсид-эгирин, в подчиненном количестве встречаются нозеан, биотит, канкринит и титаномagnetит. В нозеанитах преобладают

ним развитием пользуется позеан. Структура пород порфировая — невадитовая с микрокристаллической основной массой.

В позеановых нефелинитах вкрапленники представлены нефелином и изредка позеаном; в позеанитах — позеаном. Размер вкрапленников от 1 до 3 мм. Основная масса представлена таблитчатыми и изометрическими зернами нефелина, погруженным в агрегат мельчайших призмочек диопсид-эгирина и титанавгита.

С постмагматической фазой формирования щелочных пород второй группы связано образование большого количества различных по минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям пород, из которых часть, по-видимому, возникла в результате метасоматических изменений вмещающих пород, другие являются гидротермальными образованиями. Они встречаются в виде многочисленных жил мощностью от 0,1 до 4 м вдоль побережья п-ова Турьего, пересекающих песчаники и щелочные породы и, в свою очередь, пересекаемых жилами молодых лампрофиров.

Среди них можно выделить следующие главные разновидности от древних к более молодым: 1) полевошпатовые жилы с эвдиалитом и волластонитом; 2) кварцево-полевошпатовые породы с эгирином, пектолитом и лабунцовитом; 3) кварцево-полевошпатово-карбонатные и карбонатные породы; 4) эгирино-апатито-карбонатные породы; 5) карбонато-биотитовые породы с анальцимом ("турьиты" по Д.С.Белянкину); 6) кварцево-кальцитовые породы с флюоритом; 7) полевошпатово-кварцевые породы с эгирином и щелочным амфиболом; 8) кальцитовые, барито-апофиллито-кальцитовые; 9) кварцево-кальцитовые жилы со свинцово-цинковым оруденением и др. Последние являются наиболее поздними и низкотемпературными образованиями в этой серии, также выполняющими наряду со щелочными и субщелочными лампрофирами тектонические трещины обычно северо-восточного, реже северо-западного простирания.

Со щелочными породами связаны повсеместно развитие процессы фенитизации вмещающих песчаников и порфировидных гранодиоритов, которые наиболее отчетливо проявлены в районе Турьего мыса и около массивов щелочных пород, залегающих среди гранодиоритов. В песчаниках процессы фенитизации выражаются в новообразовании калиевого полевого шпата, почти полностью замещающего цемент песчаников, эгирина, развивающегося за счет кварца и щелочного амфибола, который замещает кварц и полевой шпат. Иногда появляется биотит, альбит, кальцит и флюорит.

Для фенитизированных гранодиоритов характерно полное отсутствие вкрапленников полевого шпата, уменьшение количества кварца до 5-10% и менее, появление эгирина и щелочного амфибола, образующих жлоподобные выделения или линзовидные обособления.

#### МОЛОДЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ И СУБЩЕЛОЧНЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ТРЕТЬЕЙ ГРУППЫ ( $\epsilon g Pz$ )

Наблюдаются в виде маломощных даек, секущих нижнепротерозойские гранитоиды, песчаники свиты п-ва Турьего и описанные выше щелочные породы двух первых групп. Они имеют в основном северо-восточное и меридиональное простирание с падением на запад или восток под углами 60-80° и, реже, широтное с падением на север под углами 20-50°. Среди лампрофиров, в порядке их относительной возрастной последовательности, различаются авгититы, оливино-сланяные порфириты, нефелиниты и нефелиновые базальты. Преобладающими породами среди них являются мончикиты и альнеиты, наиболее молодые породы. Реже встречаются авгититы, оливино-сланяные порфириты, нефелиниты и нефелиновые базальты.

**М о н ч и к и т ы** макроскопически черные тонкозернистые породы с порфировыми вкрапленниками оливина, титан-авгита и бурой роговой обманкой или одного титан-авгита в разновидностях мончикитов, близких фурчитам. Основная масса состоит из агрегата мелких зерен титан-авгита, анальцима, серицита и карбоната, реже встречается нефелин.

**А л ь н е и т ы** характеризуются большим разнообразием минералогического состава и структуры. По структурным особенностям можно выделить равномернозернистые офитовые альнеиты, порфировые с вкрапленниками меллита и порфировые с вкрапленниками оливина, титан-авгита, меллита. Основная масса во всех структурных разновидностях состоит из меллита, титан-авгита, биотита, перовскита, анальцима и канкринита. Содержание анальцима достигает 10-20%, что является характерным для альнеитов Турьего мыса.

**А в г и т ы**, наблюдаемые только среди молодых лампрофиров, макроскопически черного цвета с отчетливо выраженной порфировой структурой. Среди основной стекловатой массы породы, обогащенной рудным минералом (ильменит и перовскит) наблюдаются вкрапленники авгита, оливина или зонального титанавгита.

Оливино-сланяные порфириты, близкие по составу к сланяным

киберилитам (Куралева, 1960ф) макроскопически светло- или зеленовато-серого цвета мелкозернистые с фенокристаллами оливи-на и иллингита размером до 2 см в диаметре.

В состав их входят оливин, хромит, ильменит, гранат-альмандин, роговая обманка, авгит, апатит, рудные, циркон, перовскит, сфен, допарит, ставролит, турмалин, кванцит. В порфиритах наблюдаются включения перидотита, оливинита, щелочной породы и желваки магнетита. Нефелиниты и нефелиновые базальты по минералогическому составу и структуре аналогичны подобным образованиям из дайковых пород второй группы.

Относительные возрастные взаимоотношения отмеченных разновидностей молодых щелочных и субщелочных лампрофиров устанавливаются по их взаимному пересечению. Косвенными признаком являются различные условия их залегания. Для описываемых молодых лампрофиров характерна, кроме того, многократность внедрения даек одного и того же петрографического состава.

По вопросу генезиса и возраста вышеописанных трех групп пород п-ва Турьего имеется несколько мнений. Д.С.Белянкин (1932) и В.И.Нефедов (А.А.Кухаренко, В.И.Нефедов и др., 1960ф) образование этих групп пород связывают с эволюцией одного магматического очага и рассматривают их как отдельные фазы интрузии палеозоя, без более точного установления их возраста.

И.С.Охтинский (1936ф) по вопросу генетических взаимоотношений отмеченных трех групп пород и их возраста полностью разделяет точку зрения Д.С.Белянкина. Однако он выделяет еще одну (четвертую) наиболее раннюю фазу дайковых пород, помимо трех фаз, установленных Д.С.Белянкиным, возникших одновременно с песчаниками и являющихся с ними разновозрастными.

А.А.Кухаренко и А.Г.Булах (1960ф) считают их разновозрастными и самостоятельными интрузивными комплексами. По мнению К.А.Шуркина (1959, 1960) брекчии п-ова Турьего являются возрастными аналогами позднекаледонских интрузий типа Вуори-ярви - Африканда, а турьянты массива Куэнаволока имеют верхнепалеозойский (герцинский) возраст.

Как показывают данные абсолютного возраста для первой и второй групп щелочных пород п-ова Турьего интервал времени их внедрения определяется в 340-480 млн. лет, что дает основание отнести их к интрузиям нижнепалеозойского (каледонского) возраста (Кухаренко и др., 1960). Щелочные и субщелочные лампрофи-

ры третьей группы по аналогии с дайками щелочных пород, рассекающих комплекс нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр, имеющих абсолютный возраст 280-300 млн. лет, к герцинскому возрасту (верхний палеозой).

## ТЕКТОНИКА

Территория листа Q-36-ХУП, большая центральная часть которой занята Кандалакшским заливом, расположена в пределах Беломорской антиклинорной зоны. Севернее Кандалакшского залива на Терском побережье она частично охватывает Колвиций синклиниорий, тогда как площадь юго-западнее того же залива относится к Кандалакшскому (Приморскому) антиклинорию первого порядка (Харитонов, 1958).

Кандалакшский (Приморский) антиклинорий в пределах южной части территории листа образован комплексом гнейсов Беломорской серии и гранитами архея. Ось антиклинория проходит в северо-западном направлении вдоль Карельского побережья Белого моря, сложенного гнейсами нижней толщи, как правило, сильно гранитизированными и мигматизированными, среди которых наблюдаются мелкие массивы плагио-микроклиновых гранитов. Северо-восточное крыло его находится в области современного Кандалакшского залива; юго-западное крыло представлено гнейсами нижней и в меньшей мере средней толщ Беломорской серии.

В пределах антиклинория на территории листа Q-36-ХУП гнейсы имеют преимущественно северо-западное простирание и моноклиналиное падение на СВ под углами от 20 до 60°.

Главные складчатые структуры северо-западного простирания местами осложнены более мелкими складками. Среди них наиболее отчетливо выражена брахантиклиналь, расположенная к северо-западу от оз. Ниж.Киви-Канда. Она сложена гнейсами нижней толщи и имеет куполовидную форму с падением пород от ядра к периферии под углами от 20 до 65° в западном, северном и восточном крыльях, в то время, как опрокинутое юго-восточное крыло падает на северо-запад под углом 20°.

В гнейсах нижней толщи, особенно вдоль побережья Кандалакшского залива, весьма интенсивно развита мелкая складчатость, структуры разлизования и пластического течения. В местах при-

сутствия основных пород друзитовой серии наблюдаются будинаж-структуры (Судовиков, 1989ф). Для комплекса гнейсов и амфиболитов средней толщи характерными являются структуры разлинзования и будинажа (Чуйкина, 1959ф). Складчатые формы Беломорского антиклинория, кроме того, осложнены разломами, имеющими различную ориентировку и размеры. (Голочалов, 1960; Бурцева, 1960). Эти разломы имеют преимущественно северо-восточное, меридиональное и реже северо-западное простирания. Они весьма отчетливо документируются по смещению отдельных пачек пород и наличию зон рассланцевания с интенсивной мигматизацией. Иногда к этим зонам приурочены мелкие интрузии плагио-микроклиновых гранитов. В рельефе разломы часто отмечаются обрывами, уступами и элементами гидрографии.

Наиболее крупный и отчетливо выраженный в рельефе разлом (северо-восточного простирания) наблюдается в районе озер Нижнего и Верхнего Кви-Канда. Вблизи этой зоны разлома гнейсы и амфиболиты брекчированы, катаклазированы и частью огнейсованы, а также на значительном протяжении сильно мигматизированы и гранитизированы позднеархейскими плагио-микроклиновыми гранитами. При этом в мигматизированных породах вдоль разлома наблюдаются отчетливо выраженные структуры течения. Простирание гнейсовидности в гнейсах и амфиболитах северо-восточное, совпадающее с направлением линии разлома, падение на СЗ под углами в среднем 50-60°.

К юго-востоку от оз. Нижнего Кви-Канда отмечаются аналогичные разломы, следующие в том же северо-восточном направлении вдоль мелких рек и ручьев, впадающих в Белое море. Они документируются смещением отдельных полос амфиболитов, зонами рассланцевания и приуроченным к ним проявлением интенсивной мигматизации.

При этом северо-западное простирание гнейсов резко меняется на северо-восточное 45-50° параллельно направлению разлома с падением на СЗ под углами от 20 до 60°.

В центральной части данного участка, в районе оз. Дорохово проходит меридиональный разлом, прослеживающийся на значительном расстоянии к югу до оз. Рыбного. Как видно на геологической карте, этот разлом весьма отчетливо документируется сильной огнейсованностью пород, имеющей меридиональное простирание и падение на запад под углами 60-80°. Вдоль этой зоны

гнейсы превращены в мигматиты в полосе шириной до I-I,5 км.

Тектоническое происхождение видимо имеет долина р. Сон-реки, имеющая в целом северо-восточное простирание, и депрессия, занятая оз. Крестовыми. В районе оз. Крестовых наблюдаются два разлома. К одному из них, имеющему северо-западное простирание и определяющему границу между полем гнейсов с северо-западным простиранием и прибрежным полем гнейсов, имеющих северо-восточное и меридиональное простирание, приурочены мелкие массивы плагио-микроклиновых гранитов. Второй разлом северо-восточного простирания отмечается также сочленением полей гнейсов различного простирания.

Как видно из вышеизложенного, в тектоническом строении данного участка Беломорья, наряду с основными складчатыми структурами существенное значение имеют разрывные нарушения. Интересно отметить, что в связи с развитием вдоль разломов явлений рассланцевания и интенсивной мигматизацией возникли локальные (вдоль зон разломов) структуры преимущественно северо-восточного простирания, которые отчасти, по-видимому, ранее относились по возрасту к эпохе диастрофизма, отличной от времени возникновения главных складчатых структур северо-западного простирания (более ранней по Н.Г. Судовикову и более поздней по Д.Т. Мишареву, А.И. Захарченко и др.).

К о л в и ц к и й с и н к л и н о р и й , прослеживающийся на значительном расстоянии за рамками листа от бассейна оз. Бабинская Имандра в юго-восточном направлении до пос. Умбы, входит в пределы описываемой территории только незначительной по площади юго-восточной своей частью, сложенной гнейсами верхней толщи беломорской серии. Гнейсы имеют северо-западное простирание и падение преимущественно на СВ под углами 40-50°. Структура Колвицкого синклинория осложнена здесь массивами нижнепротерозойских гранитоидов, занимающими большую часть северного района территории листа. Два небольших массива, сложенные кварцево-гиперстеновыми диоритами, расположены в крайней северо-западной части данного района, где залегают согласно в толще беломорских гнейсов. Эти массивы в основном находятся за пределами листа. Наиболее крупный массив, охватывающий большую часть территории северного побережья Кандалакшского залива, сложен порфиroidными гранодиоритами и микроклиновыми гранитами. Порфиroidные гранодиориты, имеющие преобладающее распространение на п-ве Турьем, занимают западную крайнюю часть крупно-

ного массива гранитоидов. В них наряду с отчетливо выраженной полосчатостью наблюдается совпадающая с ней гнейсовидность, простирание которой СВ 320-330°, падение на ЮЗ под углами 60-70°.

Расположенные к востоку порфировидные микроклиновые граниты составляют центральную часть массива, прослеживающегося вдоль северного побережья Белого моря от устья р. Черной за пределы описываемой территории. Микроклиновые граниты, как правило, массивного сложения и лишь местами в них отмечается слабо выраженная полосчатость. В целом этот массив гранитоидов занимает секущее положение по отношению к складчатым структурам Колвицкого синклинория.

Дискордантной, по отношению к нижнепротерозойским гранитам, является верхнепротерозойская (иотийская) синклиналия Терского побережья и Турьего мыса, которая иногда носит название Кандалакшской синклиналии. Здесь сохраняется лишь северный край этой синклиналии, большая часть которой скрыта водами Белого моря и нарушена (сброшена) более поздними разломами (см. ниже).

В районе Турьего мыса нижнепротерозойские гранитоиды трансгрессивно перекрываются конгломератами и песчаниками свиты п-ва Турьего, а в районе к востоку от д. Кузрейки — красноватыми песчаниками терской свиты верхнего протерозоя. Терские песчаники залегают почти горизонтально с пологим падением на ЮЗ под углами 10-20°. В отличие от них конгломераты и песчаники п-ова Турьего являются сравнительно сильно дислоцированными. В западной части площади развития отложений свиты п-ова Турьего, в районе между устьем р. Хям-ручей и мысом Турий, конгломераты и песчаники имеют СВ простирание и падение на ЮЗ под углами 60-80°. В то же время в восточной части п-ва Турьего к востоку от мыса Турьего, где песчаники находятся в непосредственной близости с палеозойскими интрузиями щелочных пород, простирание их становится северо-восточным, близким к широтному, но с обратным падением на С, СВ под углами 40-50°.

На всем протяжении песчаники разбиты серией мелких разломов различного простирания, выполненных разновозрастными дайками щелочных и субщелочных пород.

Надо полагать, что отмеченные нарушения в залегании толщи песчаников, так же, как и формирование серии рассекающих их

разломов, во времени связано с разрывными дислокациями палеозоя.

Последние широко развиты на Терском побережье, где отмечаются многочисленными дайками щелочных и субщелочных лампрофиров каледонского и герцинского возраста, наблюдаемые как в толще песчаников, так и среди нижнепротерозойских гранитоидов. Наиболее ранние из них, появление которых связано с тектоническими движениями каледонской складчатости, имеют северо-восточное или северо-западное простирание с крутыми углами падения.

Более поздние дайки герцинского возраста в основном северо-восточного и меридионального простирания с падением в различных направлениях под углами 60-80°. Реже они имеют широтное простирание и падение на С под углами 20-50°.

Кроме того по геологическим и геофизическим исследованиям 1960 г. в пределах п-ва Турьего установлен ряд интрузий ультраосновных и щелочных пород каледонского возраста. Наиболее крупная интрузия, занимающая центральную часть п-ова Турьего, расположена среди гранодиоритов. Простирание интрузии северо-западное, полностью совпадающее со структурами вмещающих пород. Лишь в северо-восточной части ее отмечается апофиза северо-восточного простирания, занимающая секущее положение по отношению к гранодиоритам. Контакты интрузии, судя по ступенчатости изометрий в краевой части приуроченной к ней аномалии, по-видимому крутые. Остальные интрузии, значительно меньшие по размеру, имеют также северо-западное, близкое к широтному простирание, за исключением массива Кузнаволока, вытянутого в меридиональном направлении. Судя хотя и по единичным замерам элементов полосчатости, они, по-видимому, тоже имеют крутое падение. Интрузии щелочных и ультраосновных пород выполняют разломы, возникшие в нижнепалеозойское время.

Помимо отмеченных разломов южнее п-ова Турьего в пределах Кандалакшского залива аэромагнитной съемкой масштаба 1:1000000 (Зандер, 1960) устанавливается зона повышенного магнитного поля, прослеживающаяся в юго-восточном направлении, на значительном протяжении за пределами описываемой территории от Колвицких тундр до Онежского п-ова.

К северо-западной части этой аномальной зоны в районе Белозерского мыса, находящегося на территории листа Q-36-IX, приурочена трещинная интрузия ультраосновных пород, юго-восточ-

ная часть которой скрыта под уровнем моря. М.М.Врачинская и Н.А.Егорова (1961) эту интрузию по петрографическому сходству с никеленосными массивами Мончи, условно относят к среднему протерозою.

Учитывая наличие ультраосновных пород в северо-западной части описываемой зоны повышенного магнитного поля, надо полагать, что эта зона в целом отражает крупный региональный разлом, видимо выполненный интрузиями ультраосновных и частью щелочных пород (?). По-видимому с движениями по этому разлому в палеозойское время связана дислоцированность песчаников п-ова Турьего и внедрение массивов щелочных и ультраосновных пород, а также разновозрастных даек щелочных и субщелочных лампрофиров.

Н.А.Вологовская внедрение щелочных пород п-ва Турьего связывает с субширотным поясом разломов каледонского времени, проходящим в южной части Мурманской области.

Вследствие отсутствия более молодых, чем палеозой дочетвертичных образований, в данном районе, о дальнейшей его тектонической жизни судить трудно. Можно лишь отметить, что и после времени внедрения наиболее молодых интрузивных пород, исследованная территория как и весь Кольский полуостров и Северная Карелия в целом имела общую тенденцию к поднятию. Об этом свидетельствуют горные массивы такие как Хибини, наблюдаемые к северу от описываемой территории, представляющие собой интрузии палеозойского возраста, ныне возвышающиеся на 1200 м над уровнем моря.

На фоне общего поднятия здесь имели место блоковые тектонические движения. По мнению некоторых исследователей (Апуктин, Шарков, 1959) они особенно интенсивно проявлялись на Кольском полуострове в последнюю фазу альпийского орогенеза, т.е. уже в неогене. Этими движениями обусловлено возникновение Беломорского грабена и обновление разновозрастных разломов, отчетливо выраженное в современном рельефе, особенно близ берегов Кандалакшского залива.

Новейшая блоковая тектоника проявилась более интенсивно в северной части района, чем на Карельском побережье, где поверхность дочетвертичного пенеппена не претерпела сколько-нибудь значительных нарушений и рельеф здесь и в настоящее время имеет в общем плоский равнинный характер.

После исчезновения последнего материкового льда территория листа вновь испытывает поднятия. На это указывает широкое распространение морских послеледниковых отложений на территории листа, а также за ее пределами.

Нахождение послеледниковых морских отложений, наблюдаемых в отдельных случаях на высотах более 235 м, свидетельствует о наличии в этом районе также молодых послеледниковых вертикальных блоковых движений.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматривая рельеф территории листа, прежде всего следует отметить, что центральная его часть, наибольшая по площади, представляет собой грабен, опущенный ниже уровня моря. С северо-востока и юго-запада к этому грабену прилегают плоско-волнистые равнины, представляющие собой разобщенные части дочетвертичного пенеппена, приподнятого над уровнем моря в пределах листа на высоту не более 100 м. В прибрежных частях высота равнины снижается до 10-15 м.

Несмотря на кажущуюся общность морфологии равнины как на северо-востоке, так и на юго-западе территории имеют различное строение и при детальном рассмотрении могут быть отнесены к различным генетическим категориям рельефа. Это обусловлено тем, что поверхность пенеппена местами отличается значительными неровностями. Отрицательные элементы рельефа пенеппена выполнены местами различными по генезису молодыми четвертичными осадками, имеющими значительную мощность. В связи с этим в пределах денудационной равнины могут быть выделены участки, которые можно рассматривать как аккумулятивные морские и моренные равнины.

## ДЕНУДАЦИОННЫЕ РАВНИНЫ

Денудационные холмистые слабо наклоненные в сторону моря равнины наибольшую площадь занимают на Карельском побережье, где прослеживаются 8-10-километровой полосой северо-западного простирания. На Тярском берегу аналогичная по генезису и характеру рельефа равнина имеет ограниченную площадь в централь-

ной части п-ова Турьего. Рельеф денудационной равнины определяется ее геологическим строением и высотой над уровнем моря.

Холмистый характер рельефа равнины возник в связи с селективной денудацией поверхности кристаллического фундамента, имеющего сложную складчатую структуру. В связи с этим и элементы рельефа, как правило, ориентированы согласно с простиранием кристаллических пород, представленных здесь преимущественно различными по составу гнейсами архея, осадочными и интрузивными породами протерозоя, занимающими меньшие площади.

Глубина расчленения поверхности равнины в общем невелика, что обусловлено незначительной амплитудой поднятия пенеппена над уровнем моря. На Карельском побережье холмы и гряды ориентированы в широтном и в близком к широтному направлениях, на п-ове Турьем преимущественно в северо-западном и меридиональном.

О возрасте денудационной поверхности определенно говорить трудно, в связи с отсутствием на этой территории, как и вообще в восточной части Балтийского щита, молодых дочетвертичных осадочных пород. По аналогии со Скандинавией, где известны палеозойские отложения, возраст пенеппена следует считать палеогеновым. Диазъюнктивные нарушения, отражающиеся в рельефе, в том числе и Беломорский грабен, большинство исследователей относят к неогену.

В четвертичное время под воздействием ледникового выпахивания поверхность волнистой равнины приобрела плавные сглаженные очертания. Местами гряды приняли формы типа друмлинов.

#### А К К У М У Л Я Т И В Н Ы Е Р А В Н И Н Ы

В пределах листа выделяются морские первичные равнины, расчлененные эрозией, и моренные плоско-холмистые равнины, слабо переработанные эрозией.

Морские первичные равнины, расчлененные эрозией, имеют широкое распространение как на Терском, так и на Карельском побережье Белого моря. Они располагаются на высотах от 10 до 65-70 м и представляют собой участки морского дна, поднятого выше уровня моря эпейрогеническими движениями. Морские первичные равнины местами отчетливо террасированы. Как на Карельском, так и на Терском побережьях отмечается более 4-х террас,

ограниченных отчетливо выраженными уступами и расположенными на высотах от 3-5 до 40-50 м. Непосредственно на территории листа уступы террас выражены менее отчетливо, чем в соседних районах — Лувенгская, Колвицкая губа и др.

Моренные плоско-холмистые равнины, слабо переработанные эрозией, наблюдаются лишь в северо-восточной части листа. За пределами рассматриваемой территории они прослеживаются по направлению к северу вплоть до Хибинских тундр. Поверхность моренных равнин местами усложнена аккумулятивными формами, преимущественно камами. Несмотря на относительно значительную мощность морены, рельеф подстилающего кристаллического фундамента до известной степени влияет на характер устройства поверхности аккумулятивной равнины, как бы "просвечивая" через толщу ледниковых отложений. Пологая волнистость моренных равнин в основном и объясняется этим "просвечиванием". По устройству поверхности моренные равнины резко отличны от равнин другого генезиса.

#### ПО Л Е З Н Ы Е И С К О П А Е М Ы Е

На территории листа Q-36-XII не обнаружено месторождений полезных ископаемых. Имеется лишь несколько проявлений. К ним относится свинцово-цинковое оруденение в палеозойских кварцево-кальцитовых жилах и несколько участков, выявленных в процессе шликсового опробования, с повышенным содержанием ильменита, циркона и кнопита.

Отмеченная в коренном залегании бедная сульфидная вкрапленность в основных и ультраосновных породах архея не имеет никакого практического значения.

#### М Е Т А Л Л И Ч Е С К И Е И С К О П А Е М Ы Е

##### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Проявление титана (3) представлено ильменитом, рутилом, сфеном и перовскитом, встречающимися во всех илихсовых пробах. Наиболее высокое содержание ильменита наблюдается в отложениях устья р.Черной. В илихсовой пробе, взятой на шурфа с интервала 0,5-1 м, содержание ильменита по

пересчету составляет 19120 г/м<sup>3</sup>.

### ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Проявление свинцово-цинкового оруденения в виде галенита и сфалерита связано с палеозойскими кварцево-кальцитовыми жилами, известными на Ройменском мысе (I), приуроченными к порфиоровидным гранодиоритам. Генезис кварцево-кальцитовых жил гидротермальный. Отмечается приуроченность их к тектоническим разломам от северо-восточного до широтного простирания.

Кварцево-кальцитовые жилы со свинцово-цинковым привалевым оруденением (№ 57 и 58) состоят из серии маломощных параллельных прожилков, расположенных в зоне дробления. Мощность прожилков от 1-2 до 3-7 см, а мощность жильной зоны в целом от 3 до 5,6. Длина одной из жил 1,5 м, второй — около 200 м. Оруденение крайне бедное и неравномерное, часто носит гнездовый характер, на многих участках по поверхности достигает значительных концентраций, с глубиной обедняется. Оруденение представлено галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и пирротинном. Все рудные минералы находятся в тесном взаимосрастании. В жиле № 58 наблюдается выдержанная по мощности полоса (от 0,7 до 1,15 м), обогащенная полезными компонентами. Содержание свинца в ней колеблется от 0,03 до 10,62%, цинка от 0,06 до 4,69%. Для этой полосы запасы свинца до глубины 3 м при среднем содержании 1,91% составляют 7,9 т. Запасы цинка до глубины 10 м при среднем содержании 2,06% составляют 20,5 т.

Анализы показали ничтожное содержание в руде кобальта, меди и никеля. Это говорит о том, что полезные примеси в руде, на которые можно было бы ориентироваться в оценке жильной зоны, отсутствуют. Пробирный анализ галенита показал содержание серебра 81,7 г/т.

### РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Проявления циркона (4) в виде акцессорного минерала наблюдаются в гранитах и гнейсах, а также почти во всех шлиховых пробах, взятых по Терскому берегу

Белого моря. Пересчеты некоторых шлихов показали содержание циркона до 1200-1400 г/м<sup>3</sup>. В устье р. Куареки на правом берегу в одной пробе из естественного шлиха содержание циркона составляет 12510 г/м<sup>3</sup>. Черный шлих на этом участке с небольшими перерывами прослеживается вдоль берега на несколько сот метров. Ширина его распространения значительная, мощность на менее 5-7 см.

Проявление редких земель в озерных отложениях (6) представлено кнопитом, в котором спектральным анализом установлено наличие церия и лантана.

В шлиховой пробе из озерных отложений в юго-восточной части п-ва Турьего у безымянного озера содержание перовскитакнопита составляет 139450 г/м<sup>3</sup>. В шлихе присутствуют оба минерала, но преобладает кнопит, который содержится в основных щелочных породах — турьянитах, ийолитах, встречающихся в этом районе, следовательно, возможно, что в данном случае выявлен ореол рассеяния кнопита.

### НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Проявления барита (2) встречены на п-ве Турьем в кварцево-кальцитовых жилах в виде спорадически рассеянных звездочек или тоненьких пластинок, размером в несколько миллиметров. Жилки незначительных размеров залегают в сиенитизированных песчаниках.

Наиболее значительная по размерам кварцевая жилка отмечена на восточном берегу Воль-Острова среди гранодиоритов. Прослеживается она в широтном направлении на 100-150 м, при мощности 5-8 см падение вертикальное. В зальбандах жилки наблюдается мясокрасный пластинчатый барит в зонах — мощность несколько миллиметров.

Проявления флюорита (5) отмечаются в 0,5 км к западу от мыса Турьего в кварцево-кальцитовых жилах среди песчаников. Залегание жил преимущественно пластовое, размеры их незначительные и только несколько жил имеют размера от 1,5 до 10 м длиной и от 8 до 40 см мощностью.

В их составе в одних случаях преобладает флюорит, в других кальцит, реже кварц и почти всегда наблюдается значительное количество мелкозернистого апатита. Содержание флюорита в шликах от 20 до 70%.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ШЛИХОВОГО ОПРОБОВАНИЯ

Шлиховое опробование произведено лишь в северной части территории листа. Наиболее детально опробован Терский берег Белого моря.

На карту полезных ископаемых нанесено 26 шлихов, взятых в основном из морских, озерных и ледниковых отложений. Минералогический состав шлихов довольно односторонний. Во всех шликах содержатся ильменит, рутил, сфен, перовскит, циркон, монацит.

Эти минералы являются акцессорными в гранитах, гнейсах, основных и ультраосновных породах.

Ильменит присутствует во всех шликах в количестве от единичных знаков до 34% от объема электромагнитной фракции. Имеются и более высокие содержания ильменита в пересчете на  $1 \text{ м}^3$  песков составляют 2-4 кг и в одном случае 19 кг/м<sup>3</sup>.

Перовскит-кнопит присутствует в большом количестве шлихов, среднее содержание его составляет 0,5-1% объема тяжелой неэлектромагнитной фракции, максимально до 50%. Пересчеты некоторых шлихов показали содержание его от 70 до 1992 г/м<sup>3</sup>, а в одном шлике 139450 г/м<sup>3</sup>. Возможно, в последнем случае выявлен ореол рассеяния.

Помимо кнопки церий и лантан еще проявляется в форме монацита, содержание которого от единичных знаков до 50 знаков. Присутствие его в рыхлых отложениях, очевидно, связано с выветриванием главным образом гранитов, в которых он присутствует в незначительном количестве.

Циркон, как акцессорный минерал, отмечается в гранитах и гнейсах. В шликах он составляет в среднем 10-15% неэлектромагнитной фракции, иногда до 90%. Пересчеты некоторых шлихов показали содержание циркона 1200-1400 г/м<sup>3</sup>.

Лопарит, как источник ниобия, редких земель и титана, представляет лишь минералогический интерес. Количество его в шликах изменяется от единичных знаков до 3-5% объема неэлектромагнитной фракции, иногда до 50%.

Вольфрам в форме шеелита встречен в незначительном количестве шлихов и преимущественно в единичных знаках. Максимальное содержание его 32 знака, более значительных концентраций ожидать трудно.

Хромит встречается в шликах редко, максимальное количество его не превышает нескольких знаков.

Золото и арсенопирит обнаружены в количестве одного знака в одном шлике в 1 км к юго-востоку от устья ручья Хлебного.

Кианит содержится в большинстве шлихов от единичных знаков до 100% неэлектромагнитной фракции.

В шлиховой пробе из морских отложений на западном берегу п-ва Турьего против острова Кадерицкий, О.П.Леонтьевой и А.С.Огородниковым (1947г) обнаружен минерал в количестве до 10 знаков, по определению Каленовой (ВСЕГЕИ) предположительно алмаз. Основная масса этого шлика представлена перовскитом. В повторных шлиховых пробах, отобранных О.П.Леонтьевой в 1956 г., указанная находка не повторилась. Однако при будущих исследованиях в данном районе рыхлые отложения заслуживают дополнительного изучения с целью проверки присутствия в них алмаза.

Повышенные содержания в шликах из морских отложений на отдельных участках Терского побережья таких минералов как ильменит, лопарит, сфен, циркон не могут рассматриваться как ореолы рассеяния, а являются результатом вторичного обогащения рыхлых отложений в естественных условиях. В четвертичных отложениях Терского побережья, не подвергшихся перемыву и, следовательно, вторичному обогащению эти минералы присутствуют в большинстве шлихов, но в небольших количествах распределены равномерно.

### ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На территории листа Q-36-ХУП проводились геологосъемочные работы м-ба 1:200000, в результате которых выявлено проявление свинцово-цинкового оруденения в кварцево-кальцитовых шликах. При детальном изучении выяснилось, что оруденение не имеет практического значения. Перспективы поисков других свинцово-цинковых проявлений весьма ограничены. При шлиховом оп-

робовании выявлены проявления ильменита, циркона и кюпитта, которые, возможно, являются перспективными как россыпные месторождения и заслуживают более детального изучения.

Детальному обследованию должны быть подвергнуты также вновь выявленные крупные массивы ультраосновных и щелочных пород, с целью изучения внутреннего геологического строения и их металлогении (Бурцева, Поротова, 1960). Наличие над ними относительно высокого магнитного поля позволяет полагать, что они, наряду с возможной редкометальной минерализацией, по-видимому несут и титаномагнетитовое оруденение, как и другие подобные им по составу и строению палеозойские интрузии Кольского полуострова.

В настоящее время на территории листа не имеется разведанных месторождений строительных материалов, но тем не менее перспективы их нахождения неограничены.

Все интрузивные породы могут быть использованы для строительства. Из них порфировидные микроклиновые граниты с красивой розовой окраской могут применяться в качестве облицовочного камня, песчаники с хорошо выраженной плитчатой отдельностью — для изготовления брусчатки. Пески, галечники и глины слагают морские террасы, занимающие довольно обширные площади, что дает основание предполагать в исследованном районе значительные запасы этого сырья.

Перспективы нахождения пегматитовых жил весьма ограничены.

В южной части территории листа среди биотитовых гнейсов, мигматизированных микроклиновыми гранитами, Ю.С. Неуструевым (1939ф) обнаружены несколько пегматитовых жил плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового состава, мощностью от 1 до 3 м. При нахождении большого количества таких жил они могли бы использоваться как керамическое сырье.

### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды содержатся в четвертичных отложениях и дочетвертичных кристаллических породах (Голкевич, 1960ф). Водоносные горизонты их гидравлически связаны между собой.

По условиям циркуляции выделяются три типа вод: 1) поровые воды четвертичных отложений; 2) трещинно-пластовые воды

протерозойских песчаников; 3) трещинные воды кристаллических пород.

Основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки, частично поверхностные воды. Режим подземных вод зависит от количества атмосферных осадков. Всего на территории листа выпадает 400 мм осадков в год, из них около 30% идет на подземный сток.

По химическому составу выделяются два типа вод: гидрокарбонатные и хлоридные. Формирование хлоридных вод обуславливается близостью моря, в направлении к которому повышается их минерализация.

### ВОДОНОСНОСТЬ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На территории листа распространены осадочно-метаморфические и изверженные породы архейского, протерозойского и палеозойского возраста.

Водоносность дочетвертичных пород зависит от характера трещиноватости. Более трещиноваты песчаники, с меньшей степенью интрузивные породы, среди которых встречаются также моноклитные участки. Глубина распространения трещиноватости до 100 м, на локальных участках тектонических зон значительно глубже.

Глубина уровня подземных вод зависит от рельефа. На вершинах холмов до 20 м, а в понижениях от 0,1 до 1 м. Максимальный уровень подземных вод наблюдается в период снеготаяния и после обильных дождей.

Наиболее водообильны песчаники, в которых встречаются восходящие родники с дебитом 0,2–5 л/сек.

По химическому составу вода пресная гидрокарбонатная, хлоридно-гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-хлоридная. Минерализация до 0,2 мг/л, общая жесткость 0,25–0,82 мг экв/л.

В воде из родников зафиксированы некоторые микроэлементы, превышающие кларк: берий 0,03–0,1%; молибден 0,001–0,006% и цирконий 0,06–0,3%.

## ВОДОНОСНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения представлены ледниковыми, озерными внутриледниковыми, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, морскими и болотными отложениями.

Воды рыхлых четвертичных отложений на большей части территории имеют свободную поверхность; напорные воды встречаются в морских и ледниковых отложениях.

Подземные воды четвертичных отложений гидравлически связаны с водами дочетвертичных пород. Глубина уровня подземных вод в рыхлых отложениях 0,1-5 м, реже до 15-50 м. Преобладающая мощность водоносного горизонта 1-5 м, иногда достигает до 20-60 м.

Дебит источников изменяется в широких пределах от незначительного до 1 л/сек, максимальный дебит родника из флювиогляциальных отложений 17 л/сек.

Дебит родников зимой и летом снижается - часть их высыхает и замерзает.

По химическому составу воды пресные гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридные.

Минерализация до 0,5 г/л, повышение ее до 0,6 г/л в родниках морских отложений связано с влиянием моря.

Общая жесткость 0,1-4,6 мг экв/л, окисляемость 1-3-8 мг/л.

Водоснабжение дер. Кузреки и лесопунктов основано на эксплуатации подземных вод из морских и флювиогляциальных отложений частично также используются поверхностные воды.

## ЛИТЕРАТУРА

### О п у б л и к о в а н н а я

- А п у х т и н Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. Матер. по геол. и полезным ископ. Северо-Запада СССР. СВГУ. Госгеолтехиздат, 1957.
- А п у х т и н Н. И., Ш а р к о в В. В. Карта новейшей тектоники СССР (восточная часть Балтийского щита). Изд. АН СССР, М., 1959.
- Б е л я н к и н Д. С., В л о д о в е ц В. И., Ш и м п ф А. Горные породы и полезные ископаемые окрестностей сс. Умбы и Порьей губы. Тр. Сев. научно-промышленной экспедиции. М.Л., 1924, Вып.20.
- Б е л я н к и н Д. С., В л о д о в е ц В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. Тр. Петрограф. инстит. АН СССР, вып.2, 1932.
- Б е л я н к и н Д. С., В л о д о в е ц В. И. Нарсарзукит, новый минерал с Турьего мыса. Докл. СССР, вып.67, стр.133. 1947.
- B ö e t h l i n g W. Bericht einer Reise durch Finnland und Lappland. Bulletin scientifique publié par l'Académie Imperial des sciences Petersburg, 1840. Vol.VII, p.107.
- Б о л д ы р е в А. К. Петрография Восточного Мурмана (Лapplandia). Зап.АН СССР, физ.-мат.отд., Уш серия, т.XXXI, № 8, стр.1-94.
- Б о р о д и н Л. С., Н а з а р е н к о М. И. Эвдиалит из щелочных пород Турьего мыса и химическая формула эвдиалита. Докл.АН СССР, 1957, т.112, № 2.
- Б у д а х А. Г. Валунные дайки Турьего мыса (Кольский п-ов). Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 7.
- Г е р л и н г Э. К., П о л к а н о в А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита, Геохимия, 1958, № 8.
- Г и н з б у р г М. И. Полезные ископаемые побережья Кандавакского залива Белого моря. Тр. Север.научно-промышленной экспедиции, 1921, вып.7.
- К р а н с к Е. Н. On turjaite and the ijlite stem of Turja, Kola, Fennia 51, 1928.

Геология СССР. Том XXXVII. Карело-Финская ССР, Часть I. Геологическое описание. 1960.

Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР. Серия I, вып. I. Изд. АН СССР. Петр. инст. 1932.

Куплетский Б. М., Белянкин Д. С. Горные породы и полезные ископаемые северного побережья и примыкающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря. Тр. Сев. научно-промышленной экспедиции, 1924.

Курьева Н. А., Носиков В. В. Вулканические трубки на Кольском полуострове "Разведка" в охрانا недр СССР". 1959, № 3.

Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ними редкометалльные оруденения. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 3.

Даврова М. А. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. II международной конференции. Ассоциация по изучению четв. периода Европы, 1938, вып. II, стр. 173-177.

Мельников М. Н. Материалы по геологии Кольского полуострова. Записки СПб минералогического общества 1893 г., 2 серия, часть XXX, стр. 105.

Ожинский И. С. Конгломерат Турьего мыса. Изв. АН СССР, серия геол., 1938.

Полканов А. А., Котульский В. К., Малявкин С. Ф. Проблема Кольского полуострова. Госразведиздат, 1933.

Полканов А. А. Геологопетрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I, 1935.

Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. 1936.

Судовиков Н. Г. Геологическая карта СССР лист Q-35-36 (Кировск). Объяснит. зап., 1946.

Токарев В. А. К минералогии Терского берега Кольского п-ва. Тр. об-ва естествоиспытателей, ОНТИ НКТП, том 64, вып. I. Отдел геологии и минералогии 1935.

Токарев В. А. Зональность жильного поля Терского берега. Известия ЛГТ, № 2, 1936.

Тимофеев В. М. Геологическая карта Карелии в м-бе 1:1000000 (Техническая библиотека СЗГУ). Лен. геолого-гидрографический трест. ОНТИ НКТП СССР, 1935.

Федоров Е. С. Краткое сообщение о результатах минералогического и петрографического исследования берегов Белого моря. Записки СПб минералогического об-ва, II серия, ч. XI, 1903, стр. 211-220.

Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горный журнал. 1904. т. II № 4, 5, 6; т. III № 7.

Федоров Е. С. Заметки о нефелиновых породах берегов Белого моря. Изв. АН СССР, 1905, стр. 149-152.

Федоров Е. С. О горных породах берегов Белого моря и Мурмана. Сборник статей по геологии памяти И. В. Мухометова. 1905, стр. 115-129.

Ферсман А. С. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.-Л., 1941.

Геология СССР, том XXVIII, Мурманская область, ч. I. Геологическое описание. Госгеолтехиздат, 1958.

Хольтедаль И. Геология Норвегии том I. Изд. иностран. литературы. М., 1957.

Широкий Геогностический обзор берегов Кандалакшской губы и Белого моря до г. Кемь в Архангельской губернии. Горный журнал, 1835, ч. I, кн. III, стр. 397.

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

Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. Тр. лаб. геол. док., вып. 9, 1960.

Шуркин К. А. О палеозойских псевдоконгломератах Северной Карелии и Кольского полуострова. Док. АН СССР, 1959, т. 125, № 6.

Шуркин К. А. О "конгломератах" Кандалакшских островов и Турьего мыса. Тр. лаборатории геол. докембрия, вып. 9, 1960.

Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 17. Геолтехиздат, 1956.

#### Фондовая

Амеландов А. С. Перспективы слюдоносности Карело-Финской ССР и Мурманской области за 1952-1954 гг. Фонды СЗГУ, 1955.

Антоновская Л. И., Врачинская И. М. Отчет о поисковых работах на цветные металлы в районе Порьей губы и Умбы Терского р-на Мурманской области в 1950 г. Фонды СЗГУ, 1951.

Антоновская Л. И. и др. Отчет о поисково-разведочных работах на цветные металлы в районе Порьей губы и Умбы Терского р-на Мурманской области в 1950, 1951 гг. Фонды СЗГУ, 1952.

Апхитин Н. И. Карта отложений четвертичной системы Мурманской области и Северной Карелии м-ба 1:500000. Геоморфологическая карта м-ба 1:1000000. Объяснительная записка к ней. Фонды СЗГУ, 1957.

Билибина Т. В., Богданов Ю. В. и др. Составление комплексной металлогенической карты КАССР и Мурманской обл. в м-бе 1:1000000. Фонды СЗГУ, 1956.

Боч С. Г. Маршрутная съемка четвертичных отложений 37-го листа 10-ти верстовой карты Европейской части СССР. Фонды СЗГУ, 1937.

Введенский А. В. Геология и рельеф четвертичных отложений южной части Кольского полуострова. Фонды СЗГУ, 1931.

Военушкин С. Ф. Отчет о геологопоисковых работах в Терском районе Мурманской области в 1952 г. Фонды СЗГУ, 1954.

Волков Ю. И., Голомидова С. И., Иофф и др. Отчет о работах поисково-съемочной партии № 32, в Кировском, Кольском и Терском районах Мурманской области в 1950 г., Фонды СЗГУ, 1951.

Гошкевич Е. В., Бриханова Т. С., Лодин Г. Б. Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейна реки Умба (отчет партии № 781 за 1959 г. по территории листа Q-36-XI, ХУП). Фонды 5-го Геол. управления, 1960.

Гейслер А. Н., Мизникова Л. М. Информационный отчет по теме "Литология, условия образования и палеогеография терригенных отложений нижнего палеозоя и верхнего протерозоя Русской платформы и перспектив связанных с ними полезных ископаемых. Фонды ВСЕГЕИ, 1958.

Гейслер А. Н., Мизникова Л. М. Информационный отчет по теме "Литология, условия образования и палеогеография терригенных отложений нижнего палеозоя и верхнего протерозоя Русской платформы и перспектив связанных с ними полезных ископаемых. Фонды СЗГУ, ВСЕГЕИ, 1957.

Зуммер М. Х. Пояснительная записка к карте основных водоносных горизонтов территории Мурманской области и КАССР масштаба 1:500000, Фонды СЗГУ, 1957.

Кадастры полезных ископаемых Мурманской области. Фонды СЗГУ.

Калафати Л. В. Объяснительная записка к карте слитности по Карельскому региону, 1955.

Каспарова Е. А. Отчет Кольской аэромагнитной экспедиции за 1950 г. Фонды СЗГУ, 1951.

Куралева Н. А., Абрамов В. И. Отчет Порьегубской партии о ревизионно-поисковых работах на алмазы в районе Кандалякского залива Белого моря. Фонды СЗГУ, 1959.

Куралева Н. А., Абрамов В. И., Беляев И. В. и др. Отчет о геолого-поисковых работах на алмазы в районе развития кимберлитоподобных субэлювиальных порфиритов на Кольском полуострове (северное побережье Кандалякского залива). Фонды СЗГУ, 1960.

Кухаренко А. А., Нефедов С. И., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Вещественный состав (минералогия и геохимия) и поисковые признаки редкометаллических месторождений южной части Кольского полуострова, связанных с комплексом мелочных и ультраосновных пород. Фонды СЗГУ, 1957.

Кухаренко А. А., Нефедов С. И., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных и мелочных пород Кольского полуострова (геология, минералогия, петрология и геохимия). Фонды СЗГУ, 1960.

Леонтьева О. П., Огородников А. С. Отчет Терской баритовой партии о результатах геологического обследования и поисков месторождений барита в районе Терского берега Белого моря. Фонды СЗГУ, 1948.

Мишарев Д. Т. и др. Окончательный отчет по теме "Перспективы слитности Карело-Финской ССР и Мурманской области" за 1952-1954 гг. (Чушино-Лоухский и Евский слитносные районы). Фонды СЗГУ, 1955.

Моисеева Л. В. Отчет Дюно-Кольской партии Северо-Западного треста за 1950 г. Фонды СЗГУ, 1951.

Моисеев И. В. Отчет о работе Терской геолого-съемочной партии. Фонды СЗГУ, 1985.

Моисеев И. В., Ожгинский И. С. Геолого-петрографический очерк района Порья губа - Умба - Турий полуостров (отчет о полезных и каменных работах Умбинской партии № 13). Фонды СЗГУ, 1936.

Неуструев В. С. Краткий геологический очерк южной половины 37-го листа по материалам Е. С. Стабровской, собранным в 1931 г. Фонды СЗГУ, 1933.

Неуструев В. С. Геологическое строение районов д. Соостров - д. Гридино - д. Воронская (Лоухский р-н КАССР 1938-1939 гг.). Фонды СЗГУ, 1939.

Перевозчикова В. А. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000 лист Q-35, 36 (Кировск). Объяснит. зап. Фонды СЗГУ, 1958.

Попов А. С., Чалых Е. Д., Гаврилов А. П. Отчет о геологосъемочных работах в Терском районе Мурманской области в 1953 г. Фонды СЗГУ.

Поротова Г. А. и др. Отчет о результатах работ Кольской аэрогеофизической партии на территории Мурманской области за 1958 г. Фонды СЗГУ, 1959.

Прозоров Б. Я. Отчет Терской поисково-шлиховой партии за 1956 г. Фонды СЗГУ, 1957.

Смирнова В. С., Солодка Р. И. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000, серия карельская, лист Q-36-ХVI. Фонды СЗГУ, 1958.

Соколов П. Б. Отчет о работах по геологической съемке в бассейнах р. Умба и Варзуги на Кольском полуострове. Фонды СЗГУ, 1931.

Солслова Т. Я. и др. Объяснительная записка к картам месторождений, рудопроявлений и шликер некоторых редких элементов и запаса по Мурманской области, КАССР, Архангельской обл. и Коми АССР. Фонды СЗГУ, 1957.

Судовиков Н. Г. Отчет по работам Беломорской геологической партии за 1933 г. Фонды СЗГУ, 1934.

Судовиков Н. Г. Отчет о работах северной Беломорской геолого-съемочной партии № 18, Фонды СЗГУ, 1939.

Судовиков Н. Г. Геология кристаллических образований северной части Карело-Финской ССР и Кандалякского района Мурманской области. Фонды СЗГУ, 1941.

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

Чуйкина Е. П., Поляк Э. А. Отчет о геологосъемочных работах по составлению сводной геологической карты Чупино-Дожского слыдоносного района м-ба 1:50000 за 1954 г. Фонды СЗГУ, 1956.

Шуркин К. А. Промежуточный отчет о работах по теме: "Геология и минералогия пегматитов архея Северной Карелии" за 1953-1955 гг. Фонды СЗГУ, 1956.

Шустов В. А., Судиславлев К. К. Объяснительная записка к карте слыдоносности по Карельскому региону. Фонды СЗГУ, 1954.

Эпштейн С. В. Краткий отчет о работе Северо-Карельской геологической партии. Фонды СЗГУ, 1931.

Приложение I

Список материалов, использованных для составления карты  
полезных ископаемых листа Q-36-XVII

№ пп	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Белянкин Д.С., Куплетский Б.М.	Горные породы и полезные ископаемые Северного побережья и прилегающих к нему островков Канда拉克шской губы Белого моря	1924	Труды Северной научно-промышленной экспедиции. Выпуск 18, Москва
2	Вильтер Ю.А., Чалых Е.Д., Гаврилов А.П., Серба Б.И.	Отчет о геологосъемочных работах, проведенных в Ловозерском, Терском и Саамском районах Мурманской области в 1954 г.	1955	Фонды СЗГУ, инв. 13553
3	Волков Ю.И., Иоффе С.И.	Отчет о работах поисково-съемочной партии № 82 в Кировском, Кольском и Терском р-нах Мурманской области в 1950 г.		Фонды СЗГУ, инв. № 9628
4	Гонкевич Е.В., Бриханова Т.С., Лодин Г.Б.	Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейна реки Умба (отчет партии № 751 за 1959 г. по территории листа Q-36-XI-XVII)	1960	Фонды СЗГУ, инв. № 16405
5	Леонтьева О.П., Огородников А.С.	Отчет Терской буровой партии о результатах геологического обследования и поисков м-ний барита в районе Терского берега Белого моря	1947	Фонды СЗГУ, инв. № 7798

6	Моисеев И.В., Ожнинский И.С.	Геолого-петрологический очерк района Порья губа - Умба - Турий п-ов	1936	Фонды СЗГУ
7	Неуструев В.С.	Геологическое строение районов д.Соностров - д.Гридино - д.Воронская. (Доухский р-н КАССР)	1938-1939	Фонды СЗГУ, инв.№ 3211
8	Прозоров В.Я.	Отчет Терской поисковой шливовой партии за 1956 г. (Терский и Довозерский р-ны Мурманской обл.)	1957	Фонды СЗГУ, инв.№ 15217
9	Роговенко Л.Е., Антоновская Л.И., Врагинская М.М.	Отчет о поисково-разведочных работах на цветные металлы в р-не Порьей губы - Умбы Терского р-на Мурманской обл. в 1950 и 1951 гг.	1952	Фонды СЗГУ, инв.№ 11458
10	Соколова Т.Н., Денисенко А.И., Дмитриева А.Е., Зуйкова А.С., Старицкая М.Б.	Объяснительная записка к картам месторождений рудопромыслов и шлифов некоторых редких элементов и золота по Мурманской обл., КАССР, Архангельской обл. и Коми АССР	1957	Фонды СЗГУ, инв.№ 15485

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе Q-36-ХУП карты полезных ископаемых масштаба 1:200000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение проявления и вид полезного ископаемого)	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
------------	------------------------	---	---------------------------	---------------------------------------

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Т и т а н

3	I-3	Устье р.Черной	В шливовой пробе из шурфа № 52 с интервала 0,5-1 м. Содержание ильменита составляет 19120 г/м <sup>3</sup>	9
---	-----	----------------	--	---

Цветные металлы

С в и н ц о в о - ц и н к о в ы е

I	I-2	Умбинский участок Ройменский мнс жила № 58  Жила № 57 расположена в зоне прилива	Кальцито-кварцевая жила с галенитом и сфалеритом. Длина ее 200 м, мощность 3-5,6 м  Кальцито-кварцевая жила с богатой вкрапленностью галенита и сфалерита. Протяженность ее 1,5 м	10
---	-----	--	---	----

Редкие металлы

Ц и р к о н и й

4	I-4	Устье реки Куареки (правый берег)	Проба № 6 из естественного шлама после отлива содержит 12510 г/м <sup>3</sup> циркония	9, 12
---	-----	--------------------------------------	--	-------

Ц е р и й , л а н т а н

6	I-3	Турий мыс, вго-восточный берег безымянного озера	Шлиховая проба № 619 из озерных отложений содержит 189450 г/м <sup>3</sup> кнопита	9
---	-----	--	--	---

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Химическое сырье

Б а р и т

2	I-2	Восточный берег о-ва Воль-Острова	Барито-кварцевая жилка, мощность 5-8 см	I, 6, 5
---	-----	-----------------------------------	---	---------

Ф л о р и т

5	I-2	Мыс Турий, 500 м западнее	Флюорито-кальцитовые жилки, мощность до 40 см длиной от 1,5 до 10 м	I, 6, 5
---	-----	---------------------------	---	---------

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение .....	8
Стратиграфия .....	II
Интрузивные образования .....	35
Тектоника .....	61
Геоморфология .....	67
Полезные ископаемые .....	69
Подземные воды .....	74
Литература .....	77
Приложения .....	88

Редактор издательства Л.Г.Рожкова.  
Технический редактор Г.А. Константинова.

Подписано к печати 26.XII.1963 г.  
Формат бумаги 60x90 1/16. Бум.л.2,25. Печ.л.5,5. Уч.-изд.л.5.  
Тираж 100 экз. Бесплатно. Заказ № 177 с.

Ротапринт ВИТР.

Ленинград, В.О., Кожевенная л., 23а.