

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ОБЪЕДИНЕНИЕ "СЕВЗАПГЕОЛОГИЯ"

Уч. № 037

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ КАРЕЛЬСКАЯ

Лист Р-36-XXI

Объяснительная записка

Редактор Н.С. Михеенкова
Технический редактор С.К. Леонова
Корректор Л.П. Трензелева

Составитель *В.В. Яковлева*
Редактор *С.Б. Лобач-Жученко*

Сдано в печать 27.05.81.

Подписано к печати 1.03.83.

Тираж 198 экз.

Формат 60x90/16

Печ. л. 6,75

Заказ 659с

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

24 декабря 1971 г., протокол № 38

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
объединения "Союзгеолфонд"



МОСКВА 1983

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	5
Геологическая изученность	6
Стратиграфия	12
Интрузивные образования	43
Тектоника	61
Геоморфология	69
Полезные ископаемые	71
Подземные воды	82
Оценка перспектив района	89
Литература	95
Приложения	102

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-36-XXI расположена в пределах Южной Карелии, входящей в состав Пряжинского и Суоярвского районов Карельской АССР. Координаты листа: $61^{\circ}20'$ - $62^{\circ}00'$ с.ш. и $32^{\circ}00'$ - $33^{\circ}00'$ в.д., площадь его составляет 3392 км^2 .

Наиболее крупными населенными пунктами являются поселки Ведлозеро, Колатсельга и Койвусельга, связанные со столицей Карельской АССР г.Петрозаводском и с районными центрами Пряжей, Суоярви и Олонцом шоссе первого класса. На северо-востоке территории листа пересекает железная дорога Петрозаводск-Суоярви.

Население района занято в лесной промышленности. На территории листа расположены многочисленные лесопункты.

Климат Южной Карелии умеренно-континентальный со средней годовой температурой $+2,11^{\circ}$. Среднее годовое количество осадков составляет 616 мм .

В орографическом отношении описываемая территория представляет плавно понижающийся к югу пенеппен, имеющий абсолютные отметки $90-210 \text{ м}$. В северной половине территории листа развита слабо всхолмленная моренная равнина, на которой возвышаются куполовидные выходы гнейсо-гранитов с относительным превышением $5-10 \text{ м}$. Южнее, в районе оз.Тулдозеро, располагаются сельги, ориентированные в субширотном и меридиональном направлениях, в соответствии с ориентировкой структур слагаемой ими Тулдозерской мульды^{х/}. В южной половине листа преимущественно развит ледниково-аккумулятивный рельеф, представленный моренными холмами, камами и озами, чередующимися с задровыми полями.

Развитие гидрографической сети определяется наличием водораздела, находящегося на северо-западе за пределами территории листа. С него в юго-восточном направлении стекают реки Колласйоки,

^{х/} Написание всех геологических элементов, образованных от географических названий приведено в старой транскрипции.

Шуя и Лоймоланйоки с системой озер Хисьярви. В северо-западной части листа имеется местный водораздел, с которого текут реки Наровож и Кайновож в юго-восточном направлении, затем меняют его на юго-западное и впадают в оз. Тулмозеро. Такие реки как Колласйоки и Лоймоланйоки приурочены к разломам. Берега и русла их каменистые и порожистые. Реки Наровож и Кайновож, протекающие по моренной равнине, имеют более спокойное течение и русла их промыты в моренных отложениях. По рекам производится сплав леса. Из-за порогов они несудоходны.

Наиболее крупными озерами являются Сямозеро и Шотозеро, частично расположенные на территории листа, а также озера Ведлозеро, Нялмозеро, Вохтозеро и Тулмозеро, находящиеся на в пределах. Помимо перечисленных озер, на моренной равнине северной части листа и среднеледниково-аккумулятивного рельефа на юге встречается много мелких озер.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые разрозненные сведения о геологическом строении территории относятся к 1828 г. и принадлежат П.А.Пузыревскому, которым было дано описание геологии и полезных ископаемых Олонецкой губернии. С 1877 г. изучением геологии Олонецкого края занимался профессор А.А.Иностранцев. Результаты его исследований изложены в труде "Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений". В этой работе дано описание гнейсов, гнейсогранитов, гранитов, метадиабазов и других пород, развитых на территории листа.

Выделенные А.А.Иностранцевым древние лаврентьевские гнейсы и гнейсограниты, более молодые гуронские сланцы и граниты и несогласно перекрывающие их палеозойские кварцито-песчаники и карбонатные породы в принятой стратиграфической схеме соответствуют архейским, нижнепротерозойским и среднепротерозойским образованиям.

Петрографическое описание пород Суоярвско-Тулмозерского района впервые было сделано в 1888-1890 гг. Н.Н.Миклухо-Маклаем /14/, составившим геологическую карту Олонецкого уезда в масштабе 1:420 000. Ранее, в 1762 г., в Тулмозерском районе были открыты месторождения гематитовых и озерных руд, описание которых в 1872 г. дал П.А.Кулибин. Гематитовая руда служила сырьем для Тулмозерского чугуноплавильного завода. Добывалась она из месторождений Фаддейн-Келья, Мечейкоски, Рогосельга и из других рудников. Позднее был выявлен еще ряд мелких месторождений, ко-

торые вместе с названными были почти выработаны и в 1902 г. завод прекратил работу.

В 1921 г. район Суоярви посетил А.Метцгер /19/. Он составил карту масштаба 1:50 000 и выделил здесь комплекс ятулийских осадочных пород, несогласно залегающих на архейских гранито-гнейсах. Метцгер подробно описывает кварциты и доломиты и лишь вскользь характеризует гематитовые сланцы, не считая возможным относить их к рудным породам.

После Великой Октябрьской революции началось систематическое изучение геологии района в связи с поисками промышленных месторождений железных и колчеданных руд.

Начиная с 1923-1924 гг. В.М.Тимофеев проводил маршрутные пересечения Онежско-Ладожского водораздела, куда входит и территория листа. Им была составлена геологическая карта водораздела в масштабе 1:840 000. С 1930 г. Тулмозерские месторождения гематита разведывались Ю.С.Желубовским /38/. Установленные запасы по кат. А₂+В+С составили 3 млн. т с содержанием железа 35,2%, в связи с чем месторождения были оценены им как непромышленные. Ю.С.Желубовским в 1934 г. /39/ в районе оз. Кавадъярви^{х/} были обнаружены выходы сфалерито-магнетитовых руд и проведен подсчет запасов. В дальнейшем эти руды разведывались П.И.Ивановым /45/. По заключению П.И.Иванова, сфалерит-магнетитовая руда пригодна в качестве пигмента. Запасы ее составляли 4811 т металлического цинка. В 1935 г. производилась пробная эксплуатация месторождения трестом "Лакокраскасырье".

Летом 1934 г. Ю.С.Желубовский посетил район с. Улялеги /10/. В результате им была составлена геологическая карта и впервые поднят вопрос об изучении оловоносности пород района. В 1934 г. с целью поисков оловоносных месторождений была организована Карельская геологоразведочная экспедиция, в состав которой входили геофизическая группа, Улялегская, Палалахтинская, Сонская и Коватъярвинская партии.

В районе с. Улялеги поиски в масштабе 1:50 000 велись О.Н.Лебедевой /10/, Н.И.Софроновым, М.И.Рохлиным и К.К.Поликарповым /61/. В результате концентраций олова в районе с. Улялеги не было выявлено. На участке д. Палалахты /60/ олово было обнаружено в кварц-полевошпатовой породе, в 1 км от контакта с гранитами рапакиви. По данным химического анализа содержание олова в кварц-полевошпатовой породе колебалось от следов до 0,53%. Поиски олова в районе озер Кавадъярви и Тулмозера положительных результа-

^{х/} В старой литературе оз. Кавадъярви называлось Коватъярви, оз. Тулмозеро - Тулмозеро.

тов не дали. Тогда же О.Н.Лебедева /48/ изучала район оз.Соддерозера (Шотозера) и расположенные в нем пегматиты. В результате ею и Ю.С.Желубовским были выявлены месторождения полевошпатового сырья /10, 48/.

В период с 1933 по 1935 г. по инициативе В.М.Тимофеева, в районе Чалкинского месторождения и на участке Ведлозера были оставлены геологосъемочные и геофизические работы с целью поисков месторождений серного колчедана. В районе оз.Ведлозера поисково-съемочные работы на серный колчедан проводил В.П.Подольский /57/. Им были подсчитаны запасы для этого участка в количестве 15960000 т по кат.С₁ и 830000 т по кат.С₁+С₂. В 1937 г. Ю.С.Желубовский, И.М.Озеров, М.И.Рохлин и Н.И.Софронов написали работу "Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Соддерского района Юго-западной Карелии" /II/. В этой работе Ю.С.Желубовский дал стратиграфическую схему района. К архею он относил гранито-гнейсы, к протерозою – конгломераты, песчаники, доломиты и метадиабазы. Им были выделена коватъярвинская свита, сложенная карбонатными породами, роговообманковыми и кварцево-биотитовыми сланцами, которые он относил к верхним членам разреза ятулия. Летом 1939 г. Ю.С.Желубовский и К.В.Липская /41/ изучали коватъярвинские сфалерито-магнетитовые руды, чалкинские и улялегские колчеданы на кобальт. В результате было установлено, что ни магнетит-сфалеритовые руды, ни колчеданы кобальта не содержат. В 1939-1940 гг. Ю.С.Желубовским, А.В.Михайловым и В.А.Груничей /42/ была заснята в масштабе 1:200 000 территория, охватывающая район Тулмозера и Ведлозера и составлена карта четвертичных отложений. Исследования сопровождалась инженерно-гидрогеологическими работами. Западнее Суриярвинского (Хюрсольского) массива были прослежены гранат-ставролитовые сланцы и гнейсы, отнесенные Ю.С.Желубовским к верхнеархейским (ботнийским) образованиям. Комплекс зеленых сланцев, протягивающихся от оз.Ведлозера к д.Чалкосельге, он выделял в составе нижнего протерозоя. В 1940-1941 гг. Т.Ю.Маренина и Д.А.Каузов /49/ производили разведку Улялегского и Ведлозерского месторождений серных колчеданов. Одновременно были начаты исследования электроаномалий близ д.Хаутоваара. На Ведлозерском месторождении и в районе д.Хаутоваары разведочные работы были прерваны Великой Отечественной войной.

Следующий этап в геологическом изучении территории листа охватывает отрезок времени с 1945 по 1957 г. В этот период были проведены региональные геологические съемки масштаба 1:200 000 и 1:100 000, возобновлены разведочные работы на Ведлозерском месторождении серного колчедана и на Хаутоварском участке. Планомер-

ное геологическое изучение территории листа производилось коллективом геологов Северо-Западного геологического управления с участием геологов ВСЕГЕИ. В 1945 г. сотрудник ВСЕГЕИ М.В.Занин /43/ в масштабе 1:100 000 перекрывает площадь, ранее заснятую Ю.С.Желубовским. М.В.Заниным была принята стратиграфическая схема Ю.С.Желубовского. С целью выяснения природы магнитных аномалий, обнаруженных в районе оз.Суриярви, он обследовал этот участок в масштабе 1:25 000. Было установлено, что магнитные аномалии вызваны наличием магнетита в массиве серпентинитов. В этом же году И.А.Маргулис опробовал Суриярвинский массив. По данным химических анализов содержание железа в серпентинитах составляло 10-15%, силикатного никеля – 0,31-0,5%.

В 1950 г. М.А.Гилярова /30/, посетив участок оз.Каватъярви и Тулмозера, предложила для района иную стратиграфическую схему. В отличие от схемы Ю.С.Желубовского, коватъярвинскую свиту и ассоциирующие с ней ортоамфиболиты она включила в состав докарельских образований. К породам карельской формации она отнесла кварциты, доломиты, сланцы и метадиабазы, слагающие Тулмозерскую мульду. Магнетит-сфалеритовое оруденение М.А.Гилярова связывала с породами докарельской формации, а туломозерское гематитовое оруденение осадочного генезиса – с породами карельской формации.

В 1950 г. Е.П.Молоткова /53/ проводит ревизию на кобальт железо-полиметаллических руд месторождений Коватъярви. Исследование 80 проб руды показало содержание кобальта от 0,01 до 0,08%. Одновременно Е.П.Молоткова изучала горными работами и бурением геофизические аномалии на участках озер Каватъярви, Кода-Вагаярви и Ивкожи. Было установлено, что аномалии на последних двух участках вызваны вкрапленностью пирротина в метадиабазе и сланцах, а на участке Каватъярви – залежами магнетит-сфалеритовых руд.

В северной части листа геологическую съемку масштаба 1:200 000 в 1950 г. проводила З.А.Бурцева /28/, установившая развитие на этой площади архейских и протерозойских гранитов.

В 1948 г. Ленинградским геологическим управлением были начаты съемочные, поисковые и разведочные работы на серный колчедан в полосе Кивач-Хаутоваара-Ведлозеро. В районе оз.Ведлозера колчеданные руды разведывались А.И.Ивановой /46/. В результате были выявлены запасы этих руд по кат.С₁ – 5578 тыс.т и В – 340,5 тыс.т. Тогда же в районе д.Хаутоваары^{x/} было открыто Хауто-

^{x/} д.Хаутоваара – старое название д.Хаутоваара – Прим.ред.

варское серно-колчеданное месторождение. В этот период Т.Л.Гольдбург /34/ проводила геологическую съемку всей сланцевой рудонной полосы в масштабе 1:200 000. На участке оз.Суриярви был опробован с поверхности массив серпентинитов, в которых содержание никеля достигало 0,5%. Геофизическим изучением Чалкинско-Ведлозерской зоны в 1949-1950 гг. занимался Г.В.Свирский /62/, наметивший 19 аномальных участков. На одном из них было открыто Няльмозерское месторождение серного колчедана. В 1951-1955 гг. А.И.Ивановой и А.И.Болотиной /46/ производилась разведка Няльмозерского месторождения. Запасы руды по месторождению определялись в 3,46 млн. т.

В 1951 г. З.А.Бурцева /28/ провела поисковые работы на Суриярвском (Хюрсюльском) массиве с целью оценки его никеленосности. На основании выявленного дифференцированного строения массива была дана рекомендация к его дальнейшему изучению. В 1954 г. на Суоярвском (Хюрсюльском) и Южно-Хюрсюльском массивах структурно-поисковое бурение проводил А.А.Мустонен /55/. В результате была обнаружена вкрапленность бравоита и пентландита. Среднее содержание никеля в серпентинитах Хюрсюльского массива по данным химических анализов составляло 0,25%, в Южно-Хюрсюльском массиве - 0,17%.

В связи с созданием железорудной базы для Череповецкого металлургического комбината Северо-Западное геологическое управление в 1952 г. проводило поисково-ревизионные работы на Туломозерских гематитовых месторождениях. В результате ревизии, в связи с малыми запасами обследованных месторождений (C_1+C_2 - 863020 т) была дана отрицательная оценка перспектив использования гематитовых руд /21/.

В 1951 г. Г.О.Гукосяном /37/ проводились поисково-ревизионные работы на медно-полиметаллическом рудопроявлении Фаддейн-Келья, не давшие положительных результатов. В 1952-1954 гг. геологопоисковые работы с целью выявления месторождений олова велись в северном контакте Салминского массива гранитов рапакиви О.Н.Анищенковой и Е.П.Молотковой /22/. Концентраций рудных минералов на обследованных участках не было выявлено. В 1954 г. Е.П.Молотковой /54/ был обнаружен Суламбинский массив ультраосновных пород, содержащих вкрапленность пирротина и пентландита.

В 1956 г. М.Е.Зильбер /44/ проводил поисково-съемочные работы с применением гидрохимии и металлометрии в масштабе 1:50 000 на цветные и редкие металлы в полосе Хаутоваара-Ведлозеро. В связи с плохой обнаженностью, полоса осадочно-вулканогенных пород оказалась недоизученной в отношении полиметаллического орудене-

ния. В 1955-1957 гг. изучением перспектив никеленосности ультраосновных пород района занимался Г.Т.Макеенко /51/. Обследованные им массивы Хюрсюля, Хаутоваары и Кивача были рекомендованы для изучения.

Следующий этап в изучении никеленосности интрузий Хаутоваарской структурной зоны начинается в 1966 г., когда Карельская экспедиция совместно с Западным геофизическим трестом /66/ и Карельским институтом геологии /25/ изучали Хюрсюльский массив. Промышленного оруденения в поверхностных горизонтах массива не выявлено. В 1964 г. на территории листа В.В.Яковлевой проводятся редакционно-увязочные маршруты и поисковое бурение в объеме 350 м в зоне восточного контакта Салминского массива гранитов рапакиви. В результате был получен новый материал, позволивший выделить синемукскую свиту биотит-кордиеритовых сланцев и карбонатных пород. В районах деревень Палалахты, Гилькожи, озер Каватъярви и Синемуксы были установлены гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы, развивающиеся по основным и средним эффузивам, и лептиты. Все эти образования были выделены в палалахтинскую толщу.

В 1963 г. выходит из печати монография К.О.Кратца "Геология карелид Карелии" /13/ и в 1966 г. издается труд Л.Я.Харитонова "Структуры и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита" /17/. В 1967 г. В.В.Яковлевой была составлена "Металлогеническая и прогнозная карта районов Приладожья" масштаба 1:200 000 /69/, охватывающая и территорию листа Р-36-XXI.

При подготовке настоящей геологической карты к изданию в основу положены геологические съемки масштаба 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000 и результаты поисковых работ масштаба 1:10 000 и 1:25 000, проведенных сначала Ленинградским (с 1931 по 1940 г.), а потом Северо-Западным геологическим управлениями (с 1945 по 1970 г.). Учтены карты аэромагнитных аномалий масштаба 1:200 000 /64/, гравитационная карта масштаба 1:200 000 /58/ и данные аэродешифрирования, заимствованные из материалов к тектонической карте Карело-Кольского региона, составленной В.А.Перевозчиковой в 1968 г. /59/.

Использован также фактический материал, собранный В.В.Яковлевой при составлении металлогенической карты листа Р-36-XXI. При этом учтены новые геологические данные, полученные в результате редакционно-увязочных маршрутов 1964 г., выполненных автором, а также данные поискового бурения в зоне контакта Салминского массива гранитов рапакиви, проведенного в 1964 г. В.В.Яковлевой и в 1969-1970 гг. О.Н.Анищенковой (на южной границе листа).

Петрографическое описание шлифов выполнено старшим петрографом СЗТГУ Егоровой Н.А.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа принимают участие докембрийские кристаллические комплексы пород, почти повсеместно перекрытые плащом отложений четвертичного периода. Докембрийские кристаллические породы представлены образованиями архейской и протерозойской групп. В архейскую группу входят биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты, условно относимые нами к нижней и частью к нерасчлененным нижней и средней толщам беломорской серии. Гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы окружают массивы (ядра), сложенные гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами и гнейсо-диоритами. Развита все эти породы на территории, находящейся севернее оз. Тулмозера, где они слагают основание карелид. К породам архейско-нижнепротерозойского возраста отнесены лептиты, тонкозернистые амфиболовые и двупроксеновые кристаллические сланцы, в которых на отдельных участках сохранились микропойкилитовые, афировые, пойкилитовые и порфириновые структуры лав. Они залегают на основании карелид, сложенном архейскими гнейсо-гранитами и мигматитами керетьской и хетоламбинской толщ и перекрываются нижнепротерозойскими геосинклинальными формациями терригенно-вулканогенных и терригенно-карбонатных пород. Протерозойская группа представлена образованиями нижней и средней подгрупп. К нижнепротерозойской подгруппе относится гимольско-парадновская серия. Образования гимольско-парадновской серии, состоящие из метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород андезит-базальтовой, спилитовой и кератофировой подформаций, выполняют Чалкинско-Ведлозерский и Улялегский синклинальные структуры, находящиеся в северной половине территории листа. В южной части площади распространены терригенно-карбонатные породы, выполняющие Коватъярвинский и Синемукский синклинальные структуры. Нижние части разреза гимольско-парадновской серии секутся габбро-амфиболитами, перидотитами и серпентинитами. Все перечисленные породы интродуцируются и мигматизируются гранитами, массивы которых располагаются вдоль нижнепротерозойских структурных зон. В архейском основании эти и, возможно, более ранние архейские граниты, образуют отдельные массивы, окруженные мигматитовыми полями. Средние части разреза гимольско-парадновской серии прорываются габбро-диабазами, кварцевыми порфирами, кератофирами и плаггиопорфирами. С последними связаны промышленные залежи серно-

колчеданных руд Ведлозерского месторождения. В центральной части листа, в районе оз. Тулмозера, архейские и нижнепротерозойские комплексы пород с угловым несогласием перекрыты пологолежащими среднепротерозойскими кварцито-песчаниками, аркозами, доломитами и сланцами туломозерской и заонежской свит, слагающими Туломозерскую мульду. Карбонатные породы и сланцы заонежской и отчасти туломозерской свит интродуцированы силами среднепротерозойских диабазов и габбро-диабазов. К верхнепротерозойской подгруппе принадлежат посторогенные позднепротерозойские интрузии гранитов рапакиви (Салминский и Улялегский массивы). Отнесение гранитов рапакиви к низам верхнего протерозоя сделано в соответствии с легендой, принятой в СЗТГУ. В согласии же с современными геохронологическими данными /12/ граниты рапакиви относятся к верхам среднего протерозоя. К позднепротерозойским образованиям, предположительно связанным с процессами рифейской (?) активизации, отнесены грейзенизированные граниты и грейзены, локализуемые в зоне разлома восточнее оз. Синемуксы.

Увязка с площадью западного листа Р-36-XX полная. На востоке большая часть пограничной территории листа Р-36-XXII занята четвертичными отложениями, которые протягиваются и на территорию листа Р-36-XXI. На карте описываемого листа Р-36-XXI четвертичные отложения сняты, так как детальные геофизические работы и пробуренные здесь скважины позволяют расшифровать геологическое строение этой территории. Увязка с районом северного листа Р-36-XV дана ниже, при обсуждении стратиграфии нижнего протерозоя.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А
Б е л о м о р с к а я с е р и я
Н и ж н я я (к е р е т ь с к а я) т о л щ а (AR 66₁)

Биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты условно отнесены к породам нижней толщи беломорской серии. Гнейсы образуют пластообразные тела, обрамляющие архейские гнейсогранитные и гнейсо-гранодиоритовые массивы, либо встречаются в них самих в виде шширообразных тел. Простираение гнейсовидности в гнейсах совпадает с гнейсовидностью окружающих ими гнейсо-гранитов. Вместе с последними они образуют фундамент карелид. Направление простирания гнейсовидности меняется от меридионального до северо-западного 330° и до субширотного. Падение в гнейсах, расположенных между массивами, крутое 70-90°. В гнейсах, залегающих внутри

массивов, наблюдается пологое залегание гнейсовидности, меняющееся от 5 до 20°. По внешнему облику биотитовые гнейсы представляют собой серые мелкозернистые гнейсовидные породы со свойственными им гранобластовыми структурами. Гнейс состоит (в %) из биотита – 20, кварца – 40 и плагиоклаза ряда олигоклаза–андезина – 30. В подчиненных количествах (до 10%), встречаются эпидот, кальцит, хлорит и рудный минерал. Акцессорные минералы – апатит и циркон.

Нерасчлененные нижняя (керетьская) и средняя (хетоламбинская) толщи (AR 66₁₊₂)

Рассматриваемые толщи включают в себя биотит–амфиболовые, биотитовые, амфиболовые гнейсы и мигматиты. Эти породы располагаются в промежутках между гнейсо–гранитными массивами (ядрами). Биотит–амфиболовые, биотитовые и амфиболовые гнейсы связаны между собой взаимопереходами и через зону гранито–гнейсов и теневых мигматитов переходят в гнейсо–граниты и гнейсо–гранодиориты. Широобразные тела и полосы биотит–амфиболовых гнейсов встречаются внутри гнейсо–гранодиоритовых массивов, где ассоциируют с полевошпатовыми амфиболитами. Мощность нерасчлененной керетьской и хетоламбинской толщ превышает 500 м и точно не устанавливается. Биотит–амфиболовые гнейсы – зеленовато–серые средне– и мелкозернистые гнейсовидные породы, обладающие гранонематобластовыми структурами. По составу они почти аналогичны биотитовым гнейсам и отличаются от них лишь наличием призматических зерен обыкновенной зеленой роговой обманки, количество которой достигает 15–20%. В амфиболовых гнейсах содержание роговой обманки повышается до 30% и по мере увеличения количества амфибола они переходят в полевошпатовые амфиболиты. Полевошпатовые амфиболиты – темно–зеленые мелкозернистые породы, обладающие гранобластовой и нематогранобластовой структурами с реликтами габбровой. Основными породообразующими минералами являются роговая обманка и плагиоклаз № 43, либо № 30–35. В незначительных количествах присутствуют биотит, апатит и сфен. Плагиоклаз часто сосюртитизирован и альбитизирован, а роговая обманка замещается биотитом и хлоритом.

Архейский возраст амфиболитов определяется по тесной ассоциации их с архейскими биотит–амфиболовыми гнейсами и гнейсо–диоритами. Изотопный возраст аналогичных полевошпатовых амфиболитов, установленный K–Ar методом (по амфиболу в соседнем с севера районе), равен 2500–2700 млн. лет (Кратц и др., [8]).

Присутствие в амфиболитах реликтовых габброидных структур позволяет предположить их первичное магматическое образование.

Гнейсы послойно мигматизированы плагиомикроклиновыми гранитами. Мигматиты представляют собой ясно полосчатые породы; полосы субстрата, по составу соответствующие биотитовому либо биотит–амфиболовому гнейсу, чередуются с лейкократовыми прослоями кварц–микроклин–плагиоклазового состава. Мощность полос варьирует в широких пределах от нескольких миллиметров до 0,5 м. Микроклин, присутствующий в мигматизированных гнейсах и мигматитах, имеет решетчатое строение, количество его в породе зависит от степени мигматизации, колеблясь от I до 40–60%. В гнейсах с ненарушенной гранобластовой структурой микроклин имеет ксеноморфное развитие, располагаясь в межзерновых пространствах. В зонах грануляции и катаклаза, где явления кварцевого и калиевого метасоматоза проявлялись наиболее интенсивно, образовались прослой кварц–микроклинового состава, причем количество микроклина в них достигает 60%. Биотит гнейсов замещается мусковитом. Аналогичные сильно мигматизированные гнейсы наблюдаются в керетьской и хетоламбинской толщах беломорской серии архея, с которыми условно и проведена корреляция описанных выше образований.

АРХЕЙСКО–НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ (AR–PR₁)

Толща лептитов и метаморфизованных эффузивов андезитового и андезито–базальтового состава

Описываемая толща, сложенная лептитами и кристаллическими сланцами по основным и средним эффузивам, выделена нами в 1964 г. в результате полевых исследований районов оз.Кавадъярви, д.Палалахты, бурения близ оз.Синемуксы и ревизионного просмотра керна старых скважин, пробуренных у д.Гилькожи, в районе х.Григорьева и у оз.Ведлозера. Описываемые породы слагают нижние горизонты Коватъярвинского и Синемукского прогибов, залегающая на архейских гнейсо–гранитах и перекрываясь карбонатными породами коватъярвинской и синемукской свит. Разновидности метаморфизованных эффузивов характеризуются хорошо сохранившимися микропойкилитовыми и афировыми структурами лав. Опорные разрезы толщи описаны в районе д.Палалахты, почему ей и предлагается присвоить название палалахтинской (табл. I). Амфиболовые сланцы встречены во всех опорных разрезах. Они представляют собой темносерые тонкозернистые породы с реликтами порфиroidных структур. Лептиты были установлены в 0,6 км северо–западнее оз.Кавадъярви, где они переслаиваясь с пироксеновыми и амфиболовыми сланцами, перекрываются горизонтом

Таблица I

Опорные разрезы паллахтинской толщи лептитов и метаморфизованных эффузивов андезитово-базальтового состава

Свита, толща	Район д. Галькови и р. Тулемайки (буровой профиль 1954г. и обозначения 1963г.)	Мощность, м	Район д. Паллахты (буровой профиль 1954г. и обозначения 1963 г.)	Мощность, м	Район д. Ведлозеро (буровые профили 1954-1966гг., хут. Григорьева)	Мощность, м
Коватъярвинская свита			Толща кварц-серцит-карбонатных, альбитовых, графитистых и других сланцев	80	Толща кварц-серцит-карбонатных, альбитовых, графитистых и других сланцев	90
			Скарнированные карбонатные породы	20	Скарнированные карбонатные породы, переслаивающиеся с биотит-амфиболовыми сланцами и кварцитами	10
	Двупироксеновые и гиперстеновые сланцы, переслаивающиеся с амфибол-биотитовыми плагиосланцами (метаморфизованные эффузивы основного и среднего состава). Амфибол-биотитовые плагиосланцы, переслаивающиеся с кварц-полевошпатовыми породами (лептитами)	100 122	Пироксен-амфиболовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиосланцы (метаморфизованные основные и средние эффузивы)	100	Пироксеновые, двулироксеновые и биотит-амфиболовые сланцы (метаморфизованные основные и средние эффузивы)	100
Паллахтинская толща	Темно-серые амфиболовые сланцы (металпорфириты)	36	Темно-серые амфиболовые сланцы (металпорфириты), переслаивающиеся с графитистыми сланцами	200	Темно-серый амфиболовый сланец (металпорфирит) с прослоями кварц-полевошпатовых и графитистых сланцев	220
Основание	Основание не установлено		Гнейсо-граниты		Гнейсо-граниты	

карбонатных пород коватъярвинской свиты. Мощность лептитовых прослоев - 3-6 м. Д.С. Желубовский /42/ относил лептиты к биотитовым парасланцам. Мощность толщи древнейших эффузивов, срезаемых гранитами рапакиви, здесь неполная и составляет 65 м. По внешнему виду лептиты представляют собой серые тонкополосчатые сливные породы, в которых кварц-плагиоклазовые и кварцевые прослои чередуются с полосами, насыщенными буроватым биотитом. Мощность полос варьирует в пределах миллиметров и сантиметров. Простираение полосчатости $310^{\circ}СВ$, падение вертикальное, либо юго-западное под углом 70° под граниты рапакиви. Наличие многочисленных параллельных кварцевых слойков придает породе фельзитовый облик. Лептиты рвутся гранитами рапакиви, в последних присутствуют остроугольные ксенолиты лептитов - размером 2х3 см в поперечнике. Во вмещающих лептитах контактные изменения еле заметны. Они выражены слабым окварцеванием и мусковитизацией. Структура лептитов афировая с микропойкилитовой структурой основной массы. Последняя состоит из зерен кварца размером 0,8-1 мм, содержащих включения микропризматических кристаллов хлоритизированного альбита. В межзерновых пространствах кварца развивается калиевый полевой шпат, а на отдельных участках выделяются скопления зерен хлоритизированного плагиоклаза (альбит-олигоклаза). Буровато-коричневый биотит, группируясь в прослои, обуславливает флюидальную текстуру, которая подчеркивается наличием многочисленных кварцевых прослоев в мощность 2-5 см. Лептит состоит (в %) из плагиоклаза (альбит и альбит-плагиоклаза) - 35, кварца - 50, биотита - 10, калиевого полевого шпата, мусковита - 5 и рудного минерала, рассеянного в породе. Акцессорные минералы представлены апатитом и турмалином, ассоциирующими с кварцем.

Альбит-кварцевый состав эффузивов и свойственные им микропойкилитовые структуры позволяют сопоставить их с геллефлинтами Центральной Швеции.

В работах Д.С. Желубовского /42/ и В.А. Соколова /7/ кристаллические сланцы Коватъярви, несмотря на наличие в них микропойкилитовых и афировых структур, относились не к лавам, а к парасланцам, ороговикованным в контакте с гранитами рапакиви.

При сопоставлении химического анализа кварц-биотитовых сланцев Коватъярви с химическим анализом кварцевых порфиров Свекофенской зоны Южной Финляндии устанавливается их сходство по основным компонентам (табл.2), что также указывает на возможную принадлежность кварц-биотитовых сланцев к группе кислых эффузивов.

Таблица 2

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п	H ₂ O	Σ
1	67,63	0,52	15,73	0,96	3,86	0,08	1,38	2,19	3,72	3,25	1,05	0,16	100,13
2	67,58	0,67	16,71	1,04	2,52	0,06	1,32	3,80	3,14	2,82	0,47	0,07	96,20

1 - кварц-биотитовые сланцы района Кавадъярви /42/
2 - кварцевый порфир Свекофеннской зоны /8/

Двупироксеновые кристаллические сланцы района р. Тулемайоки и д. Гилькожи. В русле р. Тулемайоки близ моста у д. Гилькожи наблюдаются выходы двупироксеновых кристаллических сланцев, падающих под углом 30–40° на юго-запад под граниты рапакиви. Аналогичные сланцы вскрыты - д. Гилькожи в ряде скважин 1954–1955 гг. (см. табл. I). Макроскопически это тонкополосчатые зеленовато-серые породы, с чередующимися темными и зеленоватыми слоями мощностью от 1–2 мм до 2 см. Зеленоватые прослои состоят из пироксенов (25–30%) (моноклинного пироксена и гиперстена) и мелких зерен серицитизированного плагиоклаза ряда андезина (55–65%). Структура зеленоватых прослоев аллотриоморфнозернистая, в участках развития пироксенов с пойкилитовыми вростками плагиоклаза - пойкилитовая. Зеленоватые прослои по минералогическому составу, пойкилитовым и аллотриоморфнозернистым структурам соответствуют пироксеновым метаандезитам. Темные полосы насыщены амфиболом до 20%. Амфибол представлен бурой и зеленой обыкновенной роговыми обманками и актинолитом. Структура меланократовых прослоев - гетеронематобластовая. Рудный минерал в виде мелких зерен приурочен к пироксену. Карбонат развивается по пироксену в ассоциации с пренитом и хлоритом. Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом.

В пологолежащих кристаллических сланцах наблюдается поперечное смятие. К поперечным полосам смятия, ориентированным под углом 30–40° к основной полосчатости, приурочено интенсивное окварцевание. На пересечении основной полосчатости и полос смятия образуются оральные стяжения размером до 10 см по длинной оси, сложенные амфиболитизированным моноклинным пироксеном и гиперстечом (58%), серицитизированным плагиоклазом № 30 (30%), обыкновенной роговой обманкой, замещающей актинолитом (10%) и незначительным количеством рудного минерала. Наличие в кристаллических сланцах р. Тулемайоки полос гиперстеновых метаандезитов со свойствен-

ными им аллотриоморфнозернистыми и пойкилитовыми структурами, дает основание относить кристаллические сланцы к метаморфизованным эффузивам преимущественно среднего состава.

Кристаллические сланцы близ д. Палалахты имеют облик полосчатых, местами плитчатых плотных, тонкозернистых пород. в которых видны темные и светлые "слои течения". Простираение "слоев течения" меняется от 40 до 80° СВ и падают они на юго-восток под углом 60–70°. Светлые прослои состоят из полигонально очерченных зерен андезина № 30 и зерен кварца, образующих торцовую структуру. Наряду с торцовыми встречаются порфиридные структуры, обусловленные наличием в основной массе вкрапленников андезина, ориентированных по направлению полосчатости. Андезин и кварц составляют 30–40%. Амфибол - зеленая роговая обманка и актинолит составляют 50–60% и вместе с пластинами коричневого биотита группируются в тонкие меланократовые слои со свойственной им лепидогранонематобластовой структурой. Моноклинный пироксен-диопсид в реликтовых зернах присутствует в амфиболе в количестве 3–5%. Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом. Рудный минерал в виде пыли рассеян по всей породе. Присутствие в кристаллических сланцах д. Палалахты порфиридных структур и тонких полос кварц-андезинового и амфиболового состава может указывать на принадлежность их к взаимопереслаивающимся эффузивам среднего и основного состава. Мощность толщ сланцев, вскрываемых в районе д. Палалахты скважинами 1954 г., составляет 250–300 м (см. табл. I). Кристаллические сланцы д. Палалахты залегают на гнейсогранитах, находящихся в 8-ми метрах к северу от их выходов. Каких-либо эндоконтактных изменений в гнейсогранитах не наблюдается. В самих же эффузивах имеет место развитие наряду с порфиридными роговиковых структур, указывающих на кристаллизацию их под влиянием больших температур.

Двупироксеновые кристаллические сланцы района оз. Синемуксы вскрыты скв. I на глубине 250 м в восточном крыле Синемукской структуры. По данным бурения приведен следующий разрез (сверху вниз):

1. Горизонт карбонатных пород синемукской свиты
2. Зона нарушения с жилами грейзенированного лейкократового гранодиорита 7 м
3. Пироксеновый кристаллический сланец (по эффузиву) 5 м
4. Грейзен 2 м

5. Грейзенизированный гранит 10 м
 6. Пироксеновый кристаллический сланец (по эффузиву) 10 м
 В 2-х км к северо-востоку от скв.1 в скв.2 (1964 г.) установлены архейские гнейсо-граниты, в которых гнейсовидность согласна с направлением полосчатости кристаллических сланцев. Пироксеновый кристаллический сланец - зеленоватая порода афанитового сложения. Текстура полосчатая, обусловлена ориентировкой удлиненных зерен пироксенов и табличек плагиоклаза в одном направлении. Структура мостовидная, за счет развития зерен плагиоклаза с полигональными ограничениями, в местах развития крупных, до 1-2 мм в длину, кристаллов пироксена, переполненных включениями табличек плагиоклаза - пойкилитовая. Меланократовые прослои состоят (в %) из амфибола - 35, пироксена (диопсид либо гиперстен) - 5, плагиоклаза Al_{46} - 35, биотита - 10, карбоната - 15. Лейкократовые прослои на 60-70% сложены андезином № 32-45, диопсидом - 10-20%, гиперстеном - 10% и красновато-бурым биотитом - 10%. В отдельных прослоях вместо андезина находится лабрадор. Иногда в породе присутствует кварц до 15%. Акцессорные минералы - апатит и сфен. Вторичные изменения кристаллических сланцев - слабая серицитизация и карбонатизация плагиоклаза, замещение пироксена амфиболом, биотитом и хлоритом. В меланократовых прослоях зеленовато-бурая роговая обманка осветляется и замещается синевато-зеленой роговой обманкой и карбонатом.

Породам толщ свойственны текстуры течения - линейность, полосчатость и местами сохранившиеся микропойкилитовые, афировые и порфиرويدные структуры. Описанные породы облекают гнейсограниты основания. Совокупность этих признаков позволяет определить их как древнейшие лавы. Среди них выделяются лептиты - древнейшие метаморфизованные кислые эффузивы, двупироксеновые, гиперстеновые и амфиболовые кристаллические сланцы с реликтами порфиroidных и пойкилитовых структур, образовавшиеся по средним и, частично, по основным эффузивам.

Характерной особенностью рассматриваемых пород является их полиметаморфический характер. Большая часть пород, относимых к палалахтинской толще сланцев претерпела по крайней мере двукратный метаморфизм: более ранний гранулитовый и более поздний - амфиболитовый. Кроме того, в ряде мест встречаются минеральные ассоциации с эпидотом и серицитом, свидетельствующие о еще более низкотемпературных процессах метаморфизма.

Палалахтинская толща по петрографическому составу и положению в разрезе может быть сопоставлена с гиперстеновыми сланцами Северо-Западного Приладожья (например, район Койонсари, где они

слагают низы разреза, залегая в ядре антиклинальной структуры). В.А.Глебовицим эти породы рассматриваются аналогами сортавальской серии ладожского комплекса. В тех разрезах, где палалахтинская толща представлена преимущественно кислыми вулканитами (лептитамы), она имеет много общего с нижними частями разреза свекофенния Центральной Швеции, где наряду с осадочными породами (карбонатными и железистыми кварцитами) преобладающими являются кислые вулканиты (лептиты) /5/. Близкий разрез имеет и свекофенний Южной Финляндии. В районе Ориярви, например, в разрезе преобладают лептиты, которые переслаиваются с амфиболитами и кальцитовыми гнейсами (известковистыми песчаниками).

В Центральной Швеции и Южной Финляндии в лептитовой формации располагаются месторождения железных, колчеданных полиметаллических и медно-колчеданных руд (Фалун, Гренгесберг, Сала и др. в Центральной Швеции; Ориярви, Айала - в Финляндии).

Учитывая перспективность древнейших эффузивов на поиски связанных с ними медно-колчеданных руд, а также их особый антиактуалистический характер, выделяем эти образования в самостоятельную толщу.

Древнейшие эффузивы на территории листа пространственно тесно ассоциируют с архейскими гнейсо-гранитами основания. Вместе с ними они трансгрессивно перекрываются карбонатно-терригенными и вулканогенно-терригенными образованиями синемукской и коватъярвинской свит, принадлежащими к нижнепротерозойской подгруппе. На основании указанных соотношений пород, возраст древнейших эффузивов условно определяется как архейско-нижнепротерозойский (верхнеархейский). Это положение находится в соответствии с представлением М.А.Гиляровой /30, 31/ относительно докарельского (верхнеархейского) возраста лептитовых пород района оз.Кавадъярви.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В пределах описываемой площади протерозойские осадочно-вулканогенные и осадочные метаморфические комплексы пород представлены образованиями нижней и средней подгрупп.

НИЖНЯЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Гимольско-парадновская серия

На территории листа гимольско-парадновская серия представлена метаморфизованными породами синемукской, коватъярвинской, хаутоварской и ялонварской свит.

Синемукская свита (PR₁ sin)

Породы выделенной нами синемукской свиты распространены в северной и южной части листа, где они слагают нижние горизонты Чалкинско-Ведлозерского, Улялегского и Синемукского синклиналиных прогибов. В синемукской свите выделяется два типа разрезов: терригенно-вулканогенный и терригенно-карбонатный. Терригенно-вулканогенный тип разреза устанавливается в северной половине листа, в Чалкинско-Ведлозерском и Улялегском прогибах. Терригенно-карбонатный тип - в южной части листа, в Синемукском прогибе. Ниже приводится описание выделенных типов разрезов.

Терригенно-карбонатный тип разреза. Послойное описание разреза приведено нами по скв. I (1964 г.), расположенной в 4 км к северо-востоку от оз. Синемукса. Скв. I вскрывает четвертичные отложения мощностью 104 м. Ниже наблюдаются кристаллические породы:

1. Кора выветривания по гранитной жиле плагиоклаз-микроклинпертитового состава	1 м
2. Каолинитовая кора выветривания на биотито-кордиеритовых сланцах	8 м
3. Глинисто-гематитовый прослой	1 м
4. Рыхлая зона выветрелых кордиерито-биотитовых сланцев. Мощность коры выветривания	18 м
5. Кордиерит-биотитовые и гранат-биотитовые кристаллические парасланцы с вкрапленностью пирита	6 м
6. Гиперстеновые и двупироксеновые тонкополосчатые кристаллические сланцы по эффузивам среднего состава	4 м
7. Биотит-кордиеритовый парасланец, метасоматически измененный	21 м
8. Пироксен-гранат-плагиоклазовый скарн	4 м
9. Биотит-кордиеритовые и гранат-кордиерит-биотитовые мигматизированные кристаллические парасланцы	32 м
Мощность толщи кристаллических парасланцев	67 м
10. Плагиоклаз-кордиерит-силлиманитовый скарн со шпинелью	1 м
11. Горизонт скарнированных мраморизованных доломитизированных известняков, в подошве превращенных в тремолит-актинолитовый скарн	36 м
Мощность толщи синемукской свиты	122 м
12. Тектоническая зона с приуроченными к ней прожилками грейзенизированного пегматита, сиенита и лейко-	

кратового гранодиорита	7 м
13. Гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы по эффузивам среднего состава	5 м
14. Грейзенизированные граниты и грейзены	12 м
15. Двупироксеновые и гиперстеновые кристаллические сланцы по эффузивам среднего состава	10 м
Мощность Палалахтинской толщи	34 м.
Мощность всего терригенно-карбонатного типа разреза	153 м
В верхней части разреза развивается дочетвертичная каолинитовая кора выветривания по биотит-кордиеритовым сланцам и секущим их гранитным жилам. Кора выветривания на гранитной жиле имеет вид желтовато-бурой каолинитованной массы с зернами микроклинпертита и кварца. Плагиоклаз полностью замещен гидросерпичитом и каолинитом. Биотит превращен в бесцветную гидрослоду. В участках сохранивших очертания зерен плагиоклаза видны реликты гранитной структуры. Кора выветривания по биотит-кордиеритовым сланцам образована красно-бурым рыхлым материалом. Рыхлый материал состоит из каолинита, гидратизированного биотита, зерен кварца и зерен кордиерита, замещенного серпофитом. Вся порода насыщена пелитовыми частицами гидроокислов железа. Возраст каолинитовой коры, перекрываемой флювиогляциальными отложениями, дочетвертичный. На глубине 18 м под корой выветривания находится кордиерит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые и гранат-биотитовые парасланцы. Мощность толщи парасланцев с учетом мощности коры выветривания составляет 85 м.	
Кордиерит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые и гранат-биотитовые сланцы представляют собой серые полосчатые породы с лепидогранобластовой, а в участках развития порфиробласт кордиерита и граната - порфиробластовой структурами. Размер зерен варьирует от 0,1 до 0,3 мм в поперечнике. Текстура сланцеватая, полосчатая, ширина полосок 5-10 см. Светлые полоски кордиерит-кварц-плагиоклазового состава чередуются с серыми слоями, насыщенными биотитом. Сочетание крупных и тонких слоев придает парасланцам флюидный характер. Парасланцы состоят (в %) из кордиерита - 15-30, андезина № 37 - 30-50, кварца - 25-50, красно-вадо-коричневого биотита - 15-30, граната и рассеянных рудных минералов: пирита, пирротина, халькопирита, гематита, ильменита и магнетита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и овальными зернами монацита. Толща кристаллических парасланцев подстилается горизонтом мраморизованных доломитизированных известняков.	

Горизонт доломитизированных известняков мощностью 36 м залегает в нижней части разреза синемукской свиты, перекрывая измененные эффузивы палалахтинской толщи. Доломитизированный известняк представляет собой голубовато-зеленоватую породу мелко и среднезернистого сложения с размером зерен 0,5–1,5 мм. Известняк серпентинизирован и участками превращен в серпентин-тремолитовый скарн. Структура его гранобластовая, гипидиобластовая. Порода состоит (в %) из зерен кальцита и доломита – 50, серпентина – 10, замещающего оливин, оливина – 10, образующего мелкие 0,1–0,6 мм зерна на фоне мелкозернистого доломита, флогопита – 15, диопсида и тремолита – 15. В подчиненных количествах имеется хлорит, замещающий флогопит, и зерна бесцветного и розового граната. Из акцессорных минералов встречаются апатит, циркон и рутил. Полный химический анализ штучной пробы доломитизированных известняков дает следующий их состав (в %): SiO_2 – 1,24, TiO_2 – 0,079, Al_2O_3 – 0,26, Fe_2O_3 – 0,01, FeO – 0,25%, MnO – 0,21, CaO – 31,26, MgO – 21,44, K_2O – 0,15, Na_2O – 0,10, п.п.п. – 45,21, H_2O – 0,06, P_2O_5 – 0,03, Σ – 100,29 (анализ выполнен 26 марта 1965 г. в Центральной лаборатории СЗТУ аналитиком В.Д.Филоновой).

Возраст пород синемукской свиты устанавливается как ранний нижнепротерозойский. Основанием к этому служит залегание ее на архейско-нижнепротерозойских породах палалахтинской толщи, наблюдаемое в скв. I, и пересечение ее жилами нижнепротерозойских гранитов.

Флишиодный характер кристаллических парасланцев и наличие в них прослоев карбонатных пород позволяют сделать вывод о терригенно-хемогенном характере отложений синемукской свиты в данном разрезе. Отличительной особенностью седиментации являлось наличие в осадках значительных количеств глинозема, свидетельствующих, возможно, о существовании в то время процессов интенсивного выветривания гнейсо-гранитов и облегающих их древнейших эффузивов. Мельчайшие зерна плагиоклаза-андезина № 37–46, являющиеся одним из главных компонентов сланцев, в стадии осадка, как полагает Х.Вяуронен /4/, представляли переотложенный в бассейне пепловый туф. Выбросы последнего сопровождали затухающие излияния древнейших андезитовых и андезито-базальтовых лав, редкие прослои которых в виде двупироксеновых сланцев присутствуют среди парасланцев синемукской свиты в разрезе скв. I.

Породы синемукской свиты представляют собой полиметаморфические образования. Присутствие гранулитового метаморфизма устанавливается на основании присутствия минеральной ассоциации: плагиоклаз-гиперстен-моноклинный пироксен-кварц. Кроме того,

для глиноземистых сланцев обычна ассоциация кордиерита и граната, а для карбонатных пород – кальцит-оливин-диопсид. Обе ассоциации устойчивы в условиях как амфиболитовой, так и гранулитовой фации. Для парасланцев характерно развитие микрогранобластовых мелкозернистых структур и сохранившихся слоистых структур. Более поздние изменения обусловлены явлениями калиевого и кварцевого метасоматоза. В нижних горизонтах толщи парасланцев наблюдается мигматизация; вместе с поздним кварцем появляется микроклин в количестве от 5 до 40%, корродирующий зерна плагиоклаза, кордиерита и граната. В верхних горизонтах проявлены низкотемпературные гидротермальные изменения: серпентинизация, хлоритизация и серицитизация. Характерно развитие кварца вдоль сланцеватости и в трещинах катаклаза, часто выполненных переотложенным серпентинитом, хлоритом, рудными минералами и карбонатом. Явления мигматизации и кварцевого метасоматоза, возможно, следует связывать с ранними нижнепротерозойскими гранитами, жилы которых в рассматриваемом типе разреза секут синемукскую свиту.

Терригенно-вулканогенный тип разреза синемукской свиты описан в северной части листа, где сланцево-вулканогенные породы выполняют Улягский синклинальный прогиб и развиты в краевых зонах Чалкинско-Ведлозерского прогиба. По данным Ю.С.Желудовского /10/, изучавшего район с.Уляги М.Е.Зильбера /44/ и А.И.Ивановой /46/, обследовавших Хаутоварский, Хорскульский и Ведлозерский участки, на этих площадях развиты толща амфиболитов и амфиболовых сланцев, переслаивающихся с биотит-амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми и графитистыми сланцами. В нижней части разреза А.И.Ивановой /46/ и М.Е.Зильбером /44/ в районе оз.Ведлозера были установлены маломощные (0,5–10 м) прослои карбонатных пород. В подошве толщи, у контакта с гнейсо-гранитами или с древнейшими метаморфизованными эффузивами, располагаются амфиболовые и биотит-амфиболовые кварциты, переслаивающиеся с цоизитовыми и эпидот-цоизитовыми плагиосланцами. Ориентировочная мощность сланцевой толщи составляет 250–300 м. Различные по составу сланцы представляют собой темно-серые и зеленовато-серые тонкополосчатые сланцеватые породы. Полосчатость и сланцеватость повторяют контуры перекрываемых ими гнейсогранитных массивов, в связи с чем простирание этих элементов варьирует от меридионального до широтного и падение их меняется в различных румбах при углах 70–80°. Амфиболовые, биотито-амфиболовые и гранато-биотитовые сланцы обладают нематобластовой, тонкогранобластовой и порфиробластовой структурами. В амфиболовых сланцах присутствуют обыкновенная зеленая роговая

обманка, олигоклаз-андезин и в небольших количествах биотит, гранат, цоизит, сфен, рутил и лейкоксен. Биотит-амфиболовые и гранат-биотитовые сланцы в значительных количествах (до 20%) содержат гранат-альмандин. Амфиболиты в виде пластовых тел мощностью от 0,5 до нескольких метров встречаются среди сланцев в верхней части разреза. Они представлены мелкозернистыми и порфиробластическими разновидностями. Мелкозернистым амфиболитам свойственны нематобластовая и микрогранонематобластовая структуры. Состоят (в %) они из актинолита - 60-70, альбита и плагиоклаза ряда альбита-олигоклаза - 30-40. Из второстепенных минералов присутствуют биотит, гранат, лейкоксен и сфен. Порфиробластические амфиболиты - темно-серые рассланцованные породы, обладающие бластомилонитовой и порфиробластической структурами. Последняя обусловлена наличием сетчатых порфиробласт обыкновенной роговой обманки среди мелкозернистой массы олигоклаза, альбита, кварца, цоизита, эпидота и амфибола. Прослой биотит-амфиболовых кварцитов мощностью 3-10 м, содержащие вкрапленность магнетита и пирротина, встречены в северной части листа, где они окаймляют массив габброидов Вистуккалампи. По внешнему виду это тонкослоистая массивная порода, состоящая из биотит-амфиболовых амфиболовых и кварцитовых слоев мощностью 2-8 см. Структура их микрогранобластовая, нематогранобластовая, в кварцитовых прослоях - яшмовидная.

Возраст пород сланцевой толщи устанавливается как ранний нижнепротерозойский. Основанием к этому служит залегание их как на архейских гнейсо-гранитах фундамента, наблюдаемое в крайних зонах Чалкинско-Ведлозерской структуры (см. геологическую карту), так и на древнейших эффузивах палалахтинской толщи, что установлено бурением западнее оз. Ведлозера в районе хут. Григорьева Е.П. Молотковой /22/ и в районе Хюрсюля Е.М. Михайлюк /55/. Вверх по разрезу биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты сменяются метадиабазами и зелеными сланцами хаутоварской свиты.

Наличие прослоев карбонатных пород и тонкополосчатых (ритмично-слоистых) текстур позволяют установить седиментогенный генезис толщи. Мелкозернистая масса сланцев, образованная, в основном зернами олигоклаза и андезина, носит туфово-граувакковый характер. Яшмовидные кварциты в основании разреза могли образоваться в результате осаждения вулканических эксгалляций. Тела сланцеватых амфиболитов, наблюдающиеся в верхней части разреза свиты, можно рассматривать как силлы, связанные с начальной стадией внедрения пород спилитовой формации. Совокупность указанных признаков позволяет относить породы сланцевой

толщи к ранним вулканогенно-терригенным образованиям нижнего протерозоя.

Для пород сланцевой толщи свойственно развитие микрогранобластовых и микрогранобластовых структур. Характерные парагенетические ассоциации: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), эпидот и обыкновенная роговая обманка соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Корреляция разреза терригенно-вулканогенной толщи Чалкинско-Ведлозерского прогиба с разрезом терригенно-карбонатной толщи Синемукского прогиба. Терригенно-вулканогенная и терригенно-карбонатная толщи выполняют соединяющиеся между собой Синемукский, Чалкинско-Ведлозерский и Улялегский синклинальные прогибы. В районе оз. Ведлозеро происходит фациальный переход от терригенно-карбонатных пород, развитых в районе оз. Синемуксы, к породам терригенно-вулканогенной толщи Улялегского и Чалкинско-Ведлозерского прогибов. Сопоставление этих образований базируется на следующих данных (рис. 1). Терригенно-вулканогенная сланцевая толща, развитая в Чалкинско-Ведлозерском прогибе, залегает преимущественно на гнейсо-гранитах основания. В районе д. Хюрсюля, по данным Е.М. Михайлюк /55/, она перекрывает породы палалахтинской толщи (лептиты и породы типа киндигитов); на юге, в районе хут. Григорьева, терригенно-вулканогенная сланцевая толща ложится на пироксеновые сланцы, аналогичные кристаллическим сланцам (древнейшим эффузивам) палалахтинской толщи. Распространенная южнее оз. Ведлозера терригенно-карбонатная сланцевая толща перекрывает древнейшие эффузивы палалахтинской толщи. Залегание терригенно-карбонатной и терригенно-вулканогенной сланцевых толщ на архейско-нижнепротерозойских эффузивах и на гнейсо-гранитах основания может свидетельствовать об одновременном формировании обеих свит в различных структурно-фациальных зонах и о трансгрессивном характере их залегания.

Коватъярвинская свита (FR₁^{kv})

Коватъярвинская свита была выделена Д.С. Желубовским /42/ в районе оз. Кавадъярви. По Д.С. Желубовскому свита сложена карбонатными породами и биотитовыми парасланцами. При изучении района оз. Кавадъярви бурением Е.П. Молотковой /53/ было выделено, что карбонатные породы согласно перекрываются толщей карбонатных, кварцево-серицитовых, амфиболовых и графитистых слан-

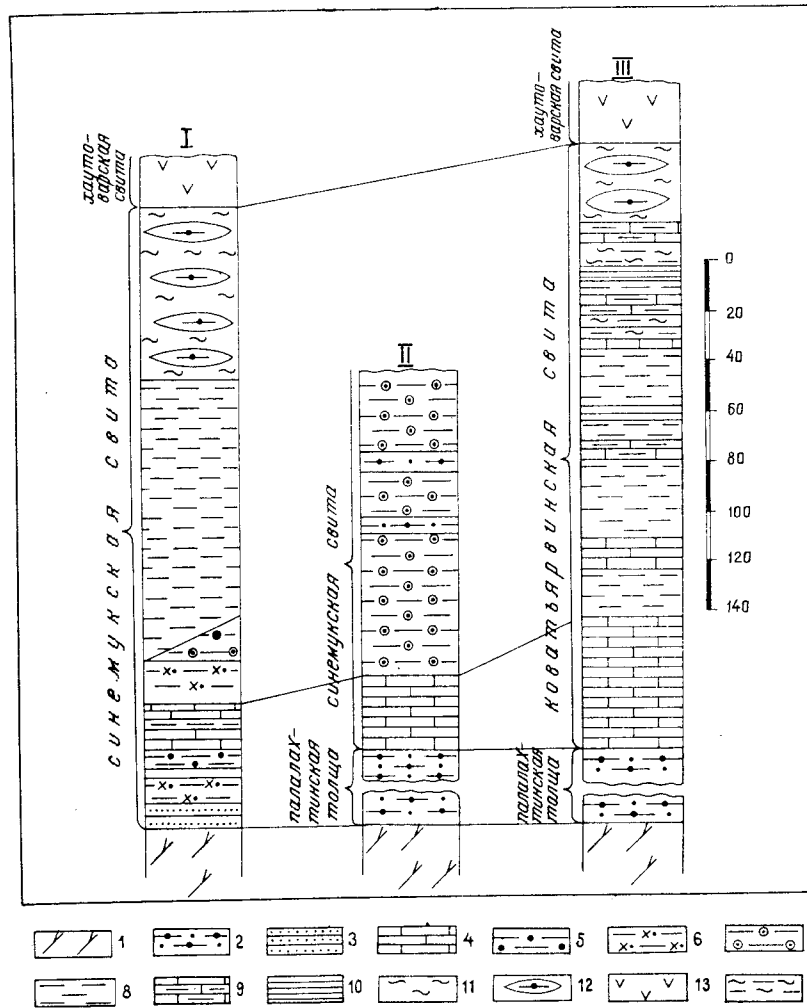


Рис. I. Корреляция разрезов синемукской и коватъярвинской свит

1 - гнейсо-граниты основания, 2 - лептиты, амфиболовые и двупироксеновые кристаллические сланцы, 3 - биотит-амфиболовые кварциты, 4 - доломитизированные известняки и доломиты, 5 - гранат-биотитовые сланцы, 6 - цоизитовые и цоизит-эпидотовые сланцы, 7 - кордиерит-биотитовые сланцы, 8 - биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы, 9 - карбонатные сланцы, 10 - графитистые сланцы, 11 - амфиболовые сланцы, 12 - порфиробластические и сланцеватые амфиболиты, 13 - метадиабазы (спидиты), 14 - кварц-серицитовые сланцы.

I - разрез в районе Чалкинско-Ведлозерского синклиналильного прогиба; II - разрез в районе Синемукского прогиба (в 4-х км к северо-востоку от оз. Синемуксы); III - разрез в районе оз. Кавадъярви

цев. Карбонатные породы и сланцы, аналогичные коватъярвинским, были обнаружены ею же бурением в 4 км к востоку от д. Палалахты и нами близ оз. Хисъярви, где они были описаны в 1964 г. при редакционно-уязочных маршрутах. С учетом этих данных мы несколько изменили прежний объем коватъярвинской свиты за счет присоединения к ней толщи карбонатных, кварц-серицитовых и графитистых сланцев. Помимо этого, из состава коватъярвинской свиты исключены биотитовые сланцы, описанные Ю.С. Желубовским. Они отнесены автором записки к палалахтинской толще архейско-нижепротерозойского возраста.

Образования коватъярвинской свиты слагают южную и юго-западную часть нижнепротерозойской, опрокинутой на северо-восток, Коватъярвинской синклинали, сложенной сланцами и карбонатными породами, круто падающими на юго-запад под углом 80-85°. С учетом имеющихся данных, сводный разрез коватъярвинской свиты имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Толща кварцево-серицитовых, карбонатных, графитистых и амфиболовых сланцев 150-200 м
 2. Зеленовато-серые полосчатые доломиты 50-70 м
- Мощность свиты 200-270 м.

Верхние горизонты свиты сложены взаимопереслаивающимися карбонатными, кварц-серицитовыми, амфиболовыми и графитистыми сланцами, обладающими тонкой ритмичной полосчатостью. Среди сланцев изредка встречаются маломощные (5-10 м) пластовые тела метадиабазов и сопровождающие их зеленые сланцы. Кварц-серицитовым и карбонатным сланцам свойственны микрогранобластовые и микролепидогранобластовые структуры. Карбонатные сланцы состоят (в %) из зерен кальцита - 45, кварца - 30, чешуек хлорита - 25, мусковита и рутила. Кварцево-серицитовые сланцы образованы серицитом - 80%, кварцем - 10-15% и темно-коричневым биотитом - 5-10%. Рудный минерал - пирротин. Кварц в сланцах присутствует в мелких зернах и в небольших линзовидных скоплениях. В многочисленных прослоях кварц-серицитовые сланцы насыщены графитом либо альбитом, в связи с чем возникают их графитистые и кварц-серицит-альбитовые разновидности. Спектральным анализом в графитистых сланцах, содержащих вкрапленность пирротина, установлены повышенные, по сравнению с кларковыми, содержаниями (в %): меди - 0,01 и титана - 1.

Горизонт карбонатных пород сложен пачкой зеленовато-серых скарнированных доломитов. Зеленовато-серые ритмично-слоистые доломиты вскрываются в главном карьере месторождения Коватъярви и в обнажениях, описанных на этом участке Ю.С. Желубовским /42/

и В.В.Яковлевой (1964 г.). Ритмичная слоистость обусловлена чередованием темных и светлых прослоев мощностью от мм до десятков сантиметров. Простираение слоистости 320° СЗ, падение на юго-запад под углом 70° . Светлые прослои сложены скарнированным голубовато-серым доломитом. Процесс скарнирования проявляется в образовании вдоль плоскостей напластования серпентина, замещающего оливин. По этим же направлениям развиваются скопления эпидота диопсида, тремолита и возникают прослои звездчатых тремолит-диопсидовых скарнов, к которым приурочены залежи сфалерит-магнетитовых руд месторождения Коватъярви. Д.С.Желубовский /39/ связывал оруденение с гранитами рапакиви, в то время как М.А.Гилярова /30, 31/ источником руд считала докарельские (наши нижнепротерозойские) граниты. Тесная ассоциация карбонатных пород с толщей древнейших эффузивов (AR-PR₁), сопоставляемых с рудоносной лептитовой серией Швеции, а также пассивность магм рапакиви в отношении рудообразования вследствие их "сухости" /63/, позволяет автору присоединиться к мнению М.А.Гиляровой /31/.

Пачка зеленовато-серых скарнированных доломитов на участке оз.Кавадъярви подстилается лептитами, которые вместе с ними рвутся гранитами рапакиви.

Возраст свиты устанавливается как нижнепротерозойский. Основанием к этому служит наличие коры выветривания на карбонатных и серицитовых сланцах, слагающих верхние горизонты свиты, которые перекрываются аркозами и кварцито-песчаниками нижней подсвиты туломозерской свиты. Подобные соотношения указанных пород и кора выветривания на крутопадающих карбонатных и кварцево-серицитовых сланцах, наблюдаются в восточном крыле Туломозерской мульды, где они были описаны нами в процессе проведения контрольных маршрутов 1964 г. В.А.Соколов /7/, относя породы Коватъярвинского района к нижнему протерозою, сопоставлял биотитовые сланцы (лептиты) с ладожскими парасланцами, а карбонатные породы и метадиабазы относил к сортавальской серии. В связи с тем, что биотитовые сланцы по мнению авторов данной записки оказались не парасланцами, а архейско-нижнепротерозойскими (по М.А.Гиляровой /31/, верхнеархейскими) лептитами, то представляется более целесообразным относить перекрывающие их образования коватъярвинской свиты к самому раннему нижнему протерозою.

Присутствие горизонта доломитов в основании сланцевой толщи и наличие в ней ритмичной слоистости свидетельствует об осадочном происхождении слагающих ее пород. Вначале отлагались хемогенные осадки - доломиты. Затем происходил привнос пепловых

туфов, осаждавшихся в бассейне вместе с тонкозернистым терригенным материалом. В результате возникали флишоподные туффиты, которые под влиянием процессов метаморфизма превратились в сланцы различного состава. К сланцам осадочно-туфогенного происхождения можно отнести кварц-серицит-альбитовые сланцы. Сланцы осадочного генезиса представлены взаимопереслаивающимися тонкополосчатыми карбонатными, графитистыми и кварц-серицитовыми разновидностями.

Породам свиты свойственны различные парагенетические ассоциации, свидетельствующие о двух этапах метаморфизма. В горизонте карбонатных пород имеют место две ассоциации: ранняя и поздняя. Ранняя представлена кальцитом-оливином-диопсидом, что соответствует амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Поздняя ассоциация: серпентин-актинолит отвечает фации зеленых сланцев. Низкотемпературные изменения доломитов второго этапа метаморфизма, возможно, происходили под влиянием водных растворов, связанных с поздней внедрившимися спилитами хаутоварской свиты. Преобладание в сланцах ассоциации зеленосланцевой фации (кварц-серицит-альбит-карбонат) свидетельствует о его широком развитии.

Корреляция пород синемукской и коватъярвинской свит (см. рис. I) возможна на основании следующих данных. Свиты выполняют соединяющиеся между собой Чалкинско-Ведлозерский, Коватъярвинский и Синемукский нижнепротерозойских лептитах и кристаллических сланцах по древнейшим эффузивам.

Наличие единого карбонатного горизонта в основании синемукской и коватъярвинской свит позволяет предположить их одновременное образование. После формирования карбонатных пород, в Коватъярвинском прогибе нарастал спилитовый вулканизм, предопределивший накопление осадочно-туфогенной сланцевой толщи. В то же время в более обширном Синемукском прогибе, сразу после образования карбонатных пород начали отлагаться терригенные глиноземистые осадки. В процессе метаморфизма, в условиях амфиболитовой фации, они были преобразованы в кордиерит-биотитовые, и гранат-биотитовые сланцы. В Чалкинско-Ведлозерском прогибе происходило накопление граувакко-сланцевых толщ, фациальный характер которых предопределялся проявлением спилитового вулканизма. Приведенное сопоставление разрезов позволяет нам рассматривать коватъярвинскую свиту как возрастной аналог синемукской свиты.

Хаутоварская свита (PR₁^{h1})

Хаутоварская свита, представленная породами спилитовой формации и комплексом туфогенных и туфогенно-осадочных сланцев, распространена в центральной части Чалкинско-Ведлозерского и в северо-восточной части Коватъярвинского синклинали прогибов. В районе оз.Кавадъярви она перекрывает сланцевую толщу коватъярвинской свиты, а в Чалкинско-Ведлозерском синклиналином прогибе, в районе северо-западнее ст.Хаутоваара и в других местах, ложится на биотит-амфиболовые сланцы синемукской свиты, либо тектонически надвинута на гнейсо-граниты. Сводный разрез свиты составлен З.А.Бурцевой по материалам геологоразведочных и поисковых работ Г.О.Глебовой-Кульбах /32/ и М.Е.Зильбера /44/ для территории смежного листа Р-36-ХУ в районе д.Хаутоваара. Описание сводного разреза заимствовано у З.А.Бурцевой, с дополнением его данными геологических исследований контрольных маршрутов 1964 г. В верхней части разреза развиты покровы осланцованных метадиабазов и метапорфиритов. Нижняя часть разреза сложена толщей туфогенных зеленых сланцев, содержащей редкие пластовые тела метадиабазов. Мощность свиты по данным бурения составляет 200-250 м. Метадиабазы и образовавшиеся по ним зеленые сланцы представляют собой зеленовато-серые породы афанитового сложения, обладающие микрограноматобластовой и фибробластовой структурами. Состоят (в %) они из актинолита - 60, плагиоклаза (альбит-олигоклаза) - 30, кварца - 5, и вторичных минералов - эпидота, хлорита и карбоната. Хлорит и карбонат образуют секущие и по-слойные жилки. К отдельным прослойным микропрожилкам приурочены олигоклаз, кварц, пирит и пирротин. Помимо этого, пирит и пирротин в виде мельчайших зерен рассеяны по всей ткани сланца. Метапорфириты - зеленовато-серые мелкозернистые, часто афанитовые, массивные либо сланцеватые породы. Структура их blastoporphirovidная, основной массы - микрогранобластовая. На фоне мелкозернистой массы, сложенной актинолитом, альбитом, биотитом, цоизитом и эпидотом, выделяются мелкие вкрапленники плагиоклаза и округлые миццалины, выполненные эпидотом и альбитом. Толща зеленых сланцев, залегающая в нижней части разреза свиты, сложена альбит-хлоритовыми, цоизит-плагиоклаз-хлоритовыми и другими разновидностями плагиосланцев. Все перечисленные сланцы находятся в тонком взаимопереслаивании. Макроскопически они представляют собой зеленые тонкослоистые и тонкорассланцованные породы с микролепидогранобластовыми структурами. В состав сланцев входят

хлорит, кварц, плагиоклаз ряда олигоклаз-андезин, либо альбит-олигоклаз и минералы эпидот-цоизитовой группы. В зависимости от количественных соотношений главных породообразующих минералов и выделяются указанные выше разновидности сланцев. Второстепенные минералы представлены серицитом, кальцитом и актинолитом. В районе Хаутоварского месторождения и к востоку от него в Хаутоварско-Игнойловской синклинали, зеленокаменные породы хаутоварской свиты перекрываются толщей сланцев и плагиопорфиров, аналогичных сланцам и плагиопорфирам верхней подсвиты ялонварской свиты, распространенной за пределами листа в районе д.Ялонваара.

Возраст хаутоварской свиты нижнепротерозойский. Верхний возрастной предел определяется по налеганию на нее сланцев и плагиопорфиров верхней подсвиты ялонварской свиты. Нижней возрастной границей является толща сланцев коватъярвинской и синемукской свит, подстилающая метадиабазы хаутоварской свиты на северо-восточном берегу оз.Кавадъярви и в районе р.Шуи северо-западнее ст.Хаутоваара. Породы хаутоварской свиты являются вулканогенными образованиями спилитового ряда, метаморфизованными в зеленосланцевой фации.

Ялонварская свита

Верхняя подсвита (PR₁^{l2})

Толща сланцев и порфиридов, отнесенная к верхней подсвите ялонварской свиты, распространена в Чалкинско-Ведлозерском синклиналином прогибе, где она выполняет синклинали низшего порядка: Хаутоварско-Игнойловскую, Ведлозерскую и Вистуккалампинскую. Разрез толщи был описан Г.О.Глебовой-Кульбах /32/ при разведке Хаутоварского месторождения серного колчедана, расположенного на территории соседнего листа.

В верхних горизонтах подсвиты развиты плагиопорфиры и андезиты и частично интрузивные кератофиры. Эффузивы и кератофиры превращены в порфириды, серицит-кварцевые сланцы и вторичные кварциты. Плагиопорфиры и андезиты серого цвета, массивные, обладают порфиридной структурой. Среди мелкозернистой массы, состоящей из альбита, кварца, хлорита и биотита, наблюдаются порфиридные вкрапленники плагиоклаза размером 2x2 мм. В плагиопорфирах вкрапленники представлены олигоклаз-альбитом и альбитом, в андезитах - андезином. Отмеченные разновидности связаны между собой постепенными переходами. На контактах с вмещающими породами и в зонах тектонических нарушений плагиопорфиры превращены в

порфириды, серицит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы. Порфириды по составу аналогичны плагиопорфирам и отличаются лишь незначительным содержанием в них вторичного кварца, альбита и микроклина. Они рассланцованы и имеют бластопорфировидную структуру с микролепидогранобластовой структурой основной массы.

Серицит-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы представляют собой более сильно рассланцованные плагиопорфиры. Они серого и зеленовато-серого цвета, тонкозернистые и тонкополосчатой и сланцеватой текстурой. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев, в разной степени обогащенных серицитом и хлоритом. Мощность слоев 3-5 мм. Структура сланцев гранобластовая, лепидогранобластовая. Основными породообразующими минералами являются кварц, серицит и хлорит. Из второстепенных присутствуют цоизит, актинолит, биотит и карбонат. В отдельных разновидностях сланцев наблюдаются реликты бластопелитовых и бластоалевролитовых структур и тонкое переслаивание их с графитистыми сланцами. Это свидетельствует о том, что в толще эффузивов наряду со сланцами, образовавшимися по эффузивам, присутствуют и сланцы осадочно-туфогенного происхождения.

В низах разреза залегают графит-серицит-кварцевые и графитовые сланцы, содержащие маломощные прослои кварц-серицитовых, хлорит-серицит-кварцевых сланцев, метадиабазов и плагиопорфинов. Графит-серицит-кварцевые и графитовые сланцы темно-серого цвета, мелкозернистые, тонкорассланцованные и тонкослоистые. Слоистость в них обусловлена чередованием прослоев, различно обогащенных графитом, с прослоями кварц-серицитовых сланцев. Описываемые сланцы состоят из кварца, серицита, хлорита, графита и мелкокристаллической вкрапленности пирита, пирротина и реже халькопирита. Структура их микролепидогранобластовая, бластопелитовая и бластоалевролитовая.

К породам верхней подсвиты ялонварской свиты приурочены пирито-пирротиновые руды, промышленные залежи которых встречаются с вторичными кварцитами и серицитовыми сланцами.

Возраст свиты поздний нижнепротерозойский, устанавливается по положению ее в верхней части разреза нижнепротерозойской подгруппы. Характерно, что нижнепротерозойскими гранитами свита не рвется. Генезис ее осадочно-вулканогенный, определяется наличием в разрезе эффузивов, находящихся в переслаивании со сланцами осадочно-туфогенного происхождения, в которых имеются реликты бластоалевролитовых и бластопелитовых структур. По характерной ассоциации пород свиты: плагиопорфиры-андезиты-кварцевые порфиры, она была отнесена Г.О.Глебовой-Кульбах /32/ к кератофировой формации.

Для пород свиты свойственны минеральные ассоциации серицит-хлорит-альбит, серицит-хлорит-кварц, определяющие ее метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. Более поздние гидротермальные изменения, вызвавшие образование вторичных кварцитов, являются локальными и, по мнению Г.О.Глебовой-Кульбах /32/, своим возникновением обязаны процессам формирования колчеданных руд, связанных с дайками плагиопорфинов.

Сопоставление страграфической схемы нижнего протерозоя, принятой для территории данного листа, со схемой района смежного листа, Р-36-ХУ (автор З.А.Бурцева, редактор В.А.Перевозчикова) показывает ряд различий как в наименовании отдельных свит, так и в их последовательности.

Нижняя - синемужская свита, по объему соответствует межозерской свите, показанной на листе Р-36-ХУ. Терригенно-вулканогенные образования межозерской свиты, развитые на территории листа Р-36-ХУ, по формационному характеру резко отличаются от лептитовой серии пород межозерской свиты разреза Гимол. Поэтому представляется более верным терригенно-вулканогенную серию пород, распространенную на территории листов Р-36-ХУ и Р-36-ХХI, не сопоставлять с лептитовой серией Гимол, а отнести ее к терригенно-вулканогенным образованиям синемужской свиты. Различия в последовательности свит верхней части разреза связаны с разным пониманием геологического строения Чалкинско-Ведлозерской структуры. На территории листа Р-36-ХУ Чалкинско-Ведлозерская структура рассматривалась как простая синклиналь. Позднее было установлено более сложное ее строение; в центральной части Г.О.Глебовой-Кульбах и др. /6/ выделен ряд антиклинальных структур низшего порядка и В.В.Яковлевой /69/ - осевая линейная антиклиналь. Тем самым, в центральной части структуры выходят на поверхность не самые верхние, а нижние части разреза - метадиабазы и зеленые сланцы хаутоварской свиты. Толща кварцево-серицитовых, хлоритовых, графитистых сланцев и плагиопорфинов на территории листа Р-36-ХУ выделена под названием нижней подсвиты бергаульской свиты (b_{11}). Автор данной записки для этой толщи пород считает более правильным сопоставление с ялонварской свитой (верхней подсвитой), описанной Л.Н.Потрубович на территории соседних к западу листов. Л.Н.Потрубович нижнюю часть разреза, сложенную спилитами (метадиабазами и зелеными сланцами), выделила в нижнюю подсвиту, а верхнюю его часть, образованную толщей сланцев и порфиридов, отнесла к верхней подсвите. Типовой разрез ялонварской свиты полностью сопоставим с разрезом серии пород, слагающих Чалкинско-Ведлозерскую структуру. При этом хаутоварская сви-

та и верхняя подсвета бергаульской свиты З.А.Бурцевой /2/ являются аналогами нижней подсветы ялонварской свиты. Толща сланцев и плагиопорфиров, обозначенная З.А.Бурцевой /2/ как нижняя подсвета бергаульской свиты, является аналогом верхней подсветы ялонварской свиты. Учитывая изложенное, в Чалкинско-Ведлозерском прогибе авторы записки выделяют не бергаульскую свиту, типовой разрез которой удален на сотню километров, а верхнюю подсвету ялонварской свиты.

СРЕДНЯЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

К осадочно-метаморфизованным образованиям средней подгруппы относятся образования сегозерско-онежской серии, на территории листа представленные сланцево-карбонатными породами туломозерской и заонежской свит.

Сегозерско-онежская серия

Туломозерская свита

Породы туломозерской свиты слагают окраинные части Туломозерской мульды, залегают на коре выветривания гнейсо-гранитов основания и на коре выветривания серицит-карбонатных сланцев коватьярвинской свиты. Разрез туломозерской свиты детально изучен в процессе бурения на гематит в районе рудников Режунсельга, Суонансельга и Ануфриансельга О.Н.Анищенковой /21/ и Ю.С.Желубовским /38/.

В основании свиты залегает толща, слагаемая аркозовыми кварцито-песчаниками, пестрыми песчано-глинистыми, глинистыми и карбонатными сланцами. Верхняя часть свиты образована доломитизированными известняками с прослоями аутигенных брекчий, песчано-глинистыми, глинистыми сланцами, кварцито-песчаниками, содержащими пласты гематитовых руд и пачкой метаморфизованных доломитов. Мощность туломозерской свиты составляет 300 м. Толща аркозовых кварцито-песчаников, глинистых и карбонатно-глинистых сланцев, залегающая в нижней части разреза, слагает нижнюю подсвету. Верхняя доломито-сланцевая часть свиты выделяется как верхняя подсвета.

Нижняя подсвета (PR₂ t₁)

Отложения нижней подсветы окаймляют Туломозерскую мульду, прослеживаясь в северо-западном и восточном крыльях структуры.

Мощность подсветы колеблется от 0 до 60 м. В основании залегают маломощные слои аркозовых кварцито-песчаников и линзы конгломерато-брекчий, в которых обломки представлены метапорфиритом, кварцитом, кварцево-карбонатными и серицитовыми сланцами. Сланцевая конгломерато-брекчия наблюдалась нами в основании свиты в 2 км юго-западнее д.Саригора. Брекчия постепенно переходит в кору выветривания, развивающуюся на вертикально падающих сланцах коватьярвинской свиты. Выше кварцито-песчаников располагается буровато-серый доломитовый известняк, содержащий прослой кварцито-песчаников и песчано-глинистых сланцев. Доломитовый известняк перекрывается красновато-бурыми кварцито-песчаниками, содержащими прослой песчано-глинистого сланца и доломита. Породы нижней подсветы перекрываются доломитами и известняками верхней подсветы.

Верхняя подсвета (PR₂ t₂)

Верхняя подсвета в основании сложена пачкой песчано-глинистых сланцев и кварцито-песчаников, содержащих прослой гематитовых руд. Верхняя часть подсветы сложена двумя пачками метаморфизованных доломитов. Доломиты нижней пачки представляют собой светло-розовые средне- и мелкокристаллические породы. В них присутствуют маломощные (1,5-2 м) прослой доломитового известняка, глинистых сланцев и кварцито-песчаников. Выше по разрезу они перекрываются разноцветными доломитами второй пачки, содержащими прослой сланцев и аутигенных доломитовых брекчий. Разноцветные доломиты - серые, буровато-серые, пятнистые, мелко- и крупнозернистые породы, обладающие тонкой слоистостью. Слоистость обусловлена чередованием прослоев доломита с глинистыми и песчано-глинистыми сланцами. Мощность прослоев колеблется от нескольких миллиметров до 2 м. Доломиты на 90-95% состоят из доломита и небольшого количества кварца - 5%. Из второстепенных минералов присутствуют тальк, хлорит, кальцит, гематит, магнетит и пирит. Доломитизированные известняки макроскопически не отличаются от доломитов. Среди них выделяются разновидности, целиком состоящие из кальцита, окварцованные и кварцодержащие известняки. Структура их гранобластовая и гетерогранобластовая.

Глинистые и песчано-глинистые сланцы представляют собой зеленовато-серые тонкозернистые слоистые породы. Им свойственны пелитовая и алевролитовая структуры. Глинистые сланцы состоят из глинистого вещества. Песчано-глинистые сланцы отличаются присутствием кварца до 15%.

Кварцито-песчаники - светло-серые мелкозернистые породы, состоящие из зерен кварца, сцементированных карбонатным материалом. Структура blastopelitic. Описанная пачка известняков и доломитов с прослоями песчано-глинистых сланцев и кварцито-песчаников перекрывается горизонтом доломитов, песчано-глинистых сланцев и кварцито-песчаников, содержащих пласты, линзы и прожилки гематитовой руды. Мощность пластов гематитовых руд меняется от нескольких сантиметров до 2 м. Мощность продуктивного горизонта в восточном крыле мульды на участке месторождения Рекусельга составляет 6 м. Мощность всей пачки, в том числе и продуктивного горизонта, 150-180 м.

Пачка мраморизованных доломитов составляет верхнюю часть разреза тулозерской свиты, залегающая на песчано-сланцево-доломитовом горизонте. Доломиты обладают светлорозовой окраской, средне- и крупнозернистым сложением. Состоят они из доломита, небольших количеств кальцита, кварца и рудных минералов. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и тальк. Структура гранобластовая.

Все описываемые разновидности пород характеризуются отчетливо выраженной слоистостью, обусловленной чередованием слоев различного состава, окраски и зернистости. Доломиты верхней пачки согласно перекрываются углисто-глинистыми сланцами заонежской свиты.

Заонежская свита

Нижняя подсвита (PR₂sl₁)

Отложения заонежской свиты, представленные углисто-глинистыми, глинистыми, карбонатно-глинистыми и доломитовыми сланцами, прослеживаются в меридиональном направлении западнее деревень Колатсельга и Сона. Располагаются они в центральной части Тулозерской мульды, подстилая силлы среднепротерозойских диабазов. Редкие обнажения сланцев, принадлежащие к нижней подсвите, приурочены к заболоченным депрессиям, поэтому разрез ее описан неполностью.

Разрез нижней подсвиты начинается доломитовыми и карбонатно-глинистыми сланцами, переходящими в глинистые сланцы. Доломитовые сланцы - зеленовато-серые тонкослоистые породы, состоящие из зерен доломита и незначительных количеств кальцита, кварца, хлорита, серицита, биотита и пирита. Структура их микрогранобластовая. Карбонатно-глинистые сланцы отличаются от доломитовых более темной окраской и наличием глинистого вещества, частично пере-

кристаллизованного и замещенного серицитом. Вверх по разрезу содержание карбоната в сланцах уменьшается и они постепенно переходят в тонкослоистые глинистые сланцы. В верхних горизонтах подсвиты глинистые сланцы сменяются углисто-глинистыми (шунгитонными) сланцами. Углисто-глинистые сланцы - черные очень плотные тонкослоистые породы, состоящие из тонкораспыленного углистого вещества, глинистых частиц и кварца. Структура их blastopelitic. Мощность прослоев углисто-глинистых сланцев меняется от нескольких сантиметров до 8-10 м. На углисто-глинистых сланцах залегает силл среднепротерозойских диабазов. В экзоконтакте образуются адиолы, состоящие из вторичного альбита, редких порфиобласт актинолита и вторичного кальцита.

КАЙНОЗОЙ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

На описываемой территории четвертичные отложения распространены повсеместно. В южной части листа они полностью перекрывают докембрийские кристаллические породы и имеют мощность от 0,5 до 100 м. Площадное распространение четвертичных отложений отражено на карте м-ба 1:500 000 (рис.2), составленной по материалам предшествующих геологических съемок и редакционно-увязочных маршрутов автора. Расчленение четвертичных отложений произведено по стратиграфической схеме, разработанной для карельской серии листов и утвержденной НРС ВСЕГЕИ, в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой четвертичных отложений Европейской части СССР, принятой МСК в 1964 г. В составе четвертичной системы выделяются современные и верхнечетвертичные отложения.

Верхнечетвертичные отложения

Верхнечетвертичные отложения относятся к нижнекарельским ледниковым слоям и слоям бассейна Балтийского моря карельского ледникового подгоризонта (Н.И.Алехтин, И.М.Экман /I/).

Нижнекарельские ледниковые слои

Нижнекарельские ледниковые слои образованы ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями.

облекающая слоистость. Часто на камах наблюдается чехол абляционной морены.

В составе озерно-ледниковых отложений, слагающих равнинные участки территории к западу и юго-востоку от оз.Синемуксы, распространены тонкозернистые пески и супеси. Они залегают на ледниковых отложениях и имеют мощность 15-20 м, что наблюдается в песчаных карьерах близ д.Рогокоска и в других местах.

С л о и б а с с е й н а Б а л т и й с к о г о м о р я (lgIII₂) представлены озерно-ледниковыми отложениями, связанными с трансгрессией второго балтийского ледникового озера, которая, по данным Н.И.Апухтина, И.М.Экмана и др. /1/, на территории листа распространялась вдоль долины р.Шуи до абсолютных отметок 95-105 м. Озерно-ледниковые отложения залегают на морене или коренных породах. Мощность их по данным Г.П.Гукова /35/ колеблется от 4 до 13 м. Наиболее широко среди них развиты пески и супеси, глины и суглинки встречаются реже. Пески желто-серые мелкозернистые, разномзернистые, слоистые, местами с суглинистыми и гравелистыми прослоями. На отдельных участках пески чистые, хорошо отсортированы. Содержание пылеватых частиц в них составляет 5-20%. Супеси, суглинки и глины, кроме маломощных прослоев в песках, слагают выдержанные по простиранию пласты мощностью от 2 до 6 м. Встречаются они вдоль северо-западного берега оз.Шотозера (д.Курьяла) и в долине р.Шуи (д.Улялега).

Разрез толщи суглинков и глин в районе д.Улялега описан Г.П.Гуковым /35/ и представляется в следующем виде: супесь - 0,00-0,69 м; суглинок тяжелый - 0,69-2,19; глина серая - 2,19-6,19 м.

Супеси, суглинки и глины имеют голубовато-серый и серый цвет и характеризуются ленточной слоистостью, обусловленной чередованием тончайших (0,1-5 мм) песчаных и глинистых прослоев. По литологическому составу супеси и суглинки делятся на легкие, средние и тяжелые.

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

К современным образованиям относятся биогенные (торфяно-болотные), озерные, аллювиальные и элювиально-делювиальные отложения. Аллювиальные, озерные и элювиально-делювиальные осадки имеют незначительную мощность и крайне ограниченное распространение.

Б и о г е н н ы е (т о р ф я н о - б о л о т н ы е) о т л о ж е н и я (bIV), представленные сфагновыми торфами, ши-

роко распространены. Они развиты в южной, юго-восточной и северо-восточной частях площади листа. Наиболее крупное (8-10 км²) Финское торфяное болото расположено к западу и северо-западу от оз.Ведлозера. Торф бурый, коричнево-бурый, слабо уплотненный, плохо и среднеразложившийся. Наиболее интенсивное развитие торфяников, по данным И.М.Экмана /68/, началось здесь, как и в целом по Карелии, со времен среднего голоцена. Торф залегают преимущественно на нижнекарельской морене и позднеледниковых осадках.

О з е р н ы е о т л о ж е н и я развиты, главным образом по побережью крупных озер: Сямозера, Шоозера, Ведлозера, Тулмоозера и других. Они слагают узкие пляжи шириной 3-4 м и представлены сортированными тонкослоистыми кварц-полевошпатовыми песками, реже супесями и галечниками. Залегают озерные отложения на коренных породах, либо на флювиогляциальных или ледниковых отложениях. Мощность их не превышает 1,5-3 м.

А л л у в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я слагают русло и пойменные террасы рек. В составе пойменного аллювия рек Видлица, Эняйоки, Куры и множества других мелких речек, протекающих среди озерно-ледниковых отложений, преобладают кварц-полевошпатовые пески или тонкие супеси и суглинки. Реки Наровож, Колласйоки и Сона в районе северной части листа промывают себе путь в моренном покрове, русла их заполнены валунами, отмытыми из морен. Река Тулемайоки протекает среди элювиально-делювиальных отложений гранитов рапакиви и в составе руслового аллювия преобладают кварц-полевошпатовые пески. Элювиально-делювиальные отложения встречаются в поле развития коренных пород в пределах Салминского массива гранитов рапакиви к западу от р.Тулемеяйоки, в районах оз.Кавадъярви, Тулмоозера, оз.Хорскульского, Ведлозера и в других местах. В пределах Салминского и Улялегского массивов гранитов рапакиви на склонах и вершинах возвышенностей располагаются элювиально-делювиальные развалы. Они состоят из глыб, щебня и дресвы гранитов рапакиви. В северной части листа встречаются скопления глыб гнейсо-гранитов, а в районе р.Соны, оз.Кавадъярви, Няльмозера - глыбы и обломки метадиабазов, зеленых сланцев и доломитов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Самыми древними интрузивными образованиями являются ранние архейские гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и гнейсо-диориты. Более молодое возрастное положение занимают плагиомикроклиновые

граниты, сопровождающиеся мигматитами, выделяемые как нерасчлененные образования архейско-нижнепротерозойского возраста. К ранним нижнепротерозойским интрузивным образованиям относятся метагаббро, габбро-амфиболиты, амфиболитизированные габбро-диабазы и сланцеватые амфиболиты, секущиеся перидотитами, пироксенидами, метагаббро-норитами и габбро-диабазами. Весь этот комплекс пород рвется кварцевыми порфирами и кератофирами. Нижнепротерозойские граниты на территории листа представлены синорогенными плагиогранитами, гранодиоритами и плагиомикроклиновыми гранитами, интрузивными образованиями нижнепротерозойской подгруппы. Среднепротерозойскими интрузиями являются силлы габбро-диабазов, внедрившихся в карбонатно-сланцевые и сланцевые толщи туломозерской и заонежской свит. Ранние верхнепротерозойские интрузии представлены гранитами рапакиви и основными породами этого комплекса: габбро-норитами, лабродоритами и анортозитами. К более поздним образованиям, секущим граниты рапакиви, относится комплекс оливиновых диабазов и базальтов. В качестве самых молодых интрузий, предположительно позднепротерозойского возраста, нами выделены грейзенизированные граниты, связываемые с процессами рифейской (?) активизации.

РАННИЕ АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди ранних архейских интрузивных образований выделяются олигоклазовые гнейсо-граниты, биотитовые гранодиориты и рогово-обманковые гнейсо-диориты.

Гнейсо-граниты и биотитовые гранодиориты (γ_1 AR) образуют сближенные оваловидные массивы, узкие зоны между которыми сложены мигматитами и гнейсами хетоламбинской и керетской толщ. Занимают они примерно около 35% площади листа. Среди олигоклазовых гнейсогранитов и биотитовых гранодиоритов выделяются гнейсовидные и полосчатые разновидности типа гранито-гнейсов и мигматитов. Все эти породы связаны между собой постепенными переходами.

Гнейсо-граниты - серые среднезернистые породы, обладающие гнейсовидной, реже массивной текстурами. Главными породообразующими минералами являются (в %) олигоклаз № 28 - 60-70, кварц - 25-30, коричневый биотит - 5 и микроклин 0-5. Из вторичных минералов развиты хлорит (по биотиту), серицит, цоизит, эпидот, замещающие плагиоклаз. В единичных зернах встречаются обыкновенная зеленая роговая обманка с $CNg = I_2^0$ и плеохроизмом (по Ng - изумрудно-зеленый, по Np - травяно-желтый). Микроклин свежий,

образует неправильные зерна с извилистыми контурами. Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом. Структура гнейсо-гранитов гранобластовая и гнейсогранитная. В зонах дробления - катакластическая. В участках интенсивной грануляции возникает мелкозернистый агрегат кварца, плагиоклаза, эпидота и биотита, среди которого выделяются "очки" плагиоклаза размером $I \times 2,5$ мм и структура становится очковой.

Гранодиориты связаны постепенными переходами с гнейсо-гранитами. По внешнему виду это темно-серые среднезернистые породы с бластопорфировидной структурой. Бластопорфировидные вкрапленники длиной от 3 мм до 2 см представлены табличками плагиоклаза-олигоклаза № 24, переполненными включениями зерен цоизита и эпидота. Основная масса образована агрегатом зерен плагиоклаза и кварца, в котором присутствуют скопления чешуек коричневого биотита, часто в ассоциации с обыкновенной зеленой роговой обманкой. В отдельных участках наблюдается ориентированное расположение табличек плагиоклаза, обуславливающих линейную текстуру породы. Из акцессорных минералов встречаются сфен, ортит, апатит.

В рассматриваемом комплексе пород в различной степени развиты явления мигматизации, связанные с воздействием более молодых архейско-нижнепротерозойских и нижнепротерозойских плагиомикроклиновых гранитов.

Гнейсо-диориты (δ_1 AR) расположены в районе оз. Суолампи, севернее д. Палалахты. Они слагают изометричные тела величиной 2x3 км, находящиеся внутри гнейсо-гранитных массивов, либо в виде линзообразных тел длиной 4-6 км и шириной 0,3-0,5 км залегают в их краевых частях. С окружающими гнейсо-гранитами они связаны постепенными переходами.

Гнейсо-диориты - серые массивные, реже гнейсовидные породы, обладающие гранобластовыми структурами, среди которых встречаются участки гранитных структур. Изменения зернистости породы и переходы гранобластовых структур в гранитные настолько незаметны, что в действительности очень трудно найти границу между гнейсовидными и массивными разновидностями диоритов. По петрографическому составу они близки гранодиоритам, отличаясь от последних большей основностью плагиоклаза № 32 (60%), повышенным содержанием зеленой роговой обманки и биотита (примерно 40%) и повышенным содержанием магнетита (I-2%). Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом и апатитом.

Для области развития ранних архейских гранитов характерны слабо положительные и отрицательные значения поля ΔT . В районах

развития амфиболовых гнейсо-диоритов оз.Суолампи и к востоку от оз.Тулмозера оно становится положительным, характеризуясь интенсивностью от 100 до 300 гамм (рис.3). Отрицательное значение поля ΔT М.С.Сипакова /64/ объясняется отсутствием магнитных минералов в гнейсогранитах и гранодиоритах северо-восточной части листа. Положительное магнитное поле вызвано несколько повышенным количеством равномерно рассеянного магнетита в амфиболовых гнейсо-диоритах и гранодиоритах, распространенных в районах оз.Суолампи и д.Палалахты.

Гравитационное поле, наблюдающееся над гнейсогранитами северной части листа, по данным А.И.Пахтеля /58/ характеризуется отрицательным и слабо положительными значениями Δg . У северной границы территории и западнее озер Шотозеро и Сямозеро выделяются отрицательные локальные аномалии, свидетельствующие о некотором увеличении мощности гнейсо-гранитного слоя на этих участках.

Возраст гнейсо-гранитов и гранодиоритов определяется как архейский на основании тесной взаимосвязи их с биотитовыми и биотито-амфиболовыми гнейсами, сопоставляемыми с породами керетьской и хетоламбинской толщ. Верхний возрастной предел гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов устанавливаем по перекрытию их в районе д.Палалахты кристаллическими сланцами и лептитами палалахтинской толщи, относимой к архейско-нижнепротерозойским (верхнеархейским) образованиям.

АРХЕЙСКО-НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Плагиомикроклиновые граниты и мигматиты (γ_{AR-PR_1}) распространены в центральной части территории листа. Здесь они в виде овальных тел длиной 7 км и шириной 2 км приурочены к тектонической зоне, располагающейся вдоль массива, сложенного гнейсо-диоритами, гранито-гнейсами и амфиболитами керетьской и хетоламбинской толщ. Тела плагиомикроклиновых гранитов сопровождаются зонами мигматитов.

Граниты представляют собой серовато-розовую мелкозернистую массивную породу, в отдельных участках обладающую полосчатой текстурой и гнейсовидностью. Направление гнейсовидности и полосчатости варьирует от северо-западного до северо-восточного и субширотного. Структура массивных разновидностей гранитовая. Состоят (в %) они из плагиоклаза (олигоклаза-альбита № 13) - 40, микроклина - 10-25, биотита - 15, кварца - 20 и магнетита - 1. Микроклин распределен в породе неравномерно. Он образует круп-

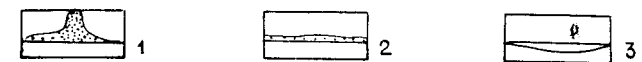
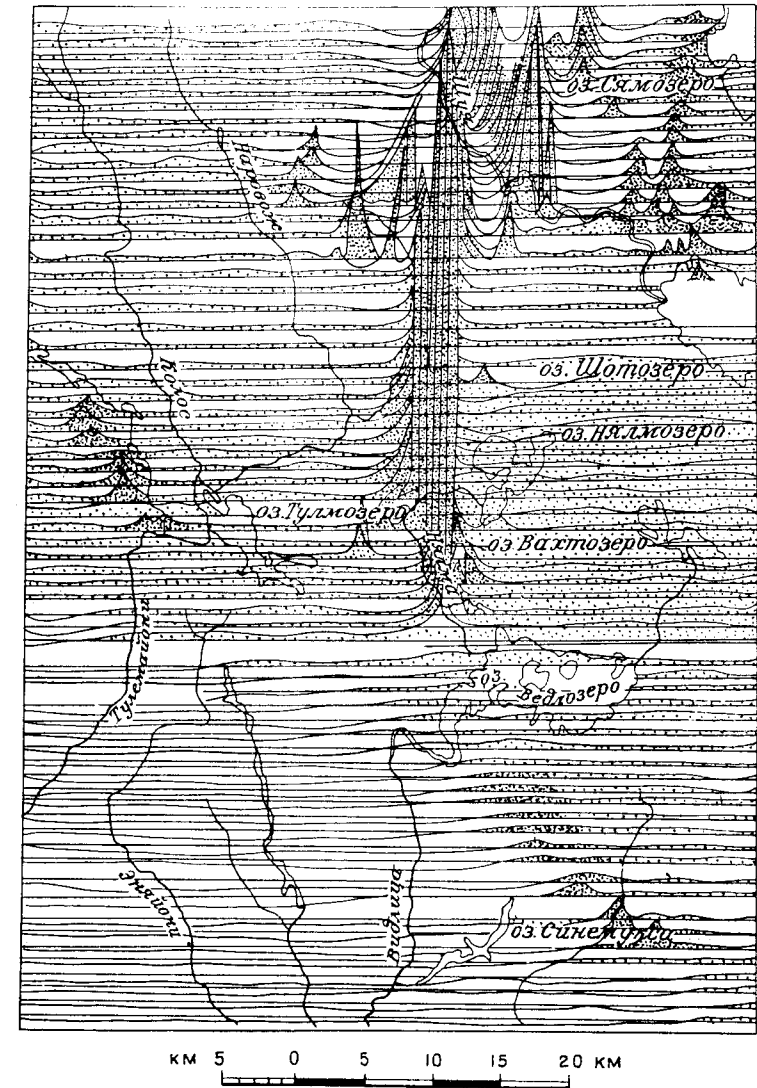


Рис.3. Схема аномального магнитного поля (графики ΔT)

- 1 - график положительных значений поля ΔT , (1 см - 6000 гамм);
- 2 - график положительных значений поля ΔT , (1 см - 2500 гамм);
- 3 - график отрицательных значений поля ΔT , (1 см - 2500 гамм)

ные порфиробласты, либо мелкими зернами насыщает послонные зоны рассланцевания.

Изотопный возраст аналогичных плагиомиоклиновых гранитов, находящихся на смежных с севера площадях в районе озер Яглярви - Суриярви, определенный Rb-Sr изохронным методом, по данным С.Б.Лобач-Кученко /8/, составляет 2190 млн. лет.

РАННИЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Габбро-амфиболиты, метагаббро, амфиболитизированные габбро-диабазы и сланцеватые амфиболиты (NPR_1) образуют крутопадающие интрузивные тела, приуроченные к разломам. Серия массивов основных пород располагается в поясе параллельных разломов, прослеживающихся от оз.Хисъярви до оз.Тулдозера. Встречаются они в разломах Чалкинско-Ведлозерского синклинального прогиба, образующихся вдоль его сочленения с гнейсо-гранитами основания. Ассоциируя с актинолитовыми сланцами и порфиритоидами, амфиболитизированные габбро-диабазы и метагаббро слагают ядро Няльозерской антиклинали. Описание основных интрузивных пород дается по материалам О.Н.Анищенковой /22/, А.И.Ивановой /46/ и личным наблюдениям автора, проведенным в маршрутах 1964 г. Амфиболитизированные габбро-диабазы описаны в районе оз.Хисъярви и близ истока р.Тулемайоки, где они слагают массивы длиной 0,5-1 км и мощностью 300-500. По внешнему виду это зеленовато-серые массивные мелко- и среднезернистые породы. Структуры их офитовая, пйкилофитовая, бластогабброофитовая. Минералогический состав (в %): плагиоклаз-андезин-лабрадор - 30-40, амфибол-актинолит и обыкновенная роговая обманка - 60-70, в небольших количествах присутствуют кварц, эпидот, биотит, хлорит и лейкоксен. Акцессорный минерал - апатит. Для описанных габбро-диабазов характерно наличие лейкоксенизированного титансодержащего минерала, в то время как сульфидная минерализация проявлена очень слабо. Метагаббро отличаются от амфиболитизированных габбро-диабазов наличием вместо актинолита обыкновенной роговой обманки до 80%. Тела метагаббро секут актинолитовые сланцы верхних частей разрезов коватъярвинской и синемукской свит. В то же время по данным А.И.Ивановой /46/ они секутся жилами плагиопорфиров. На основании этих соотношений возраст описанных пород определяется как ранний нижнепротерозойский.

Метаперидотиты, серпентиниты, метапироксениты, метагаббро, габбро-нориты и офиолиты ($N\epsilon PR_1$) сосредоточены в Чалкинско-Ведлозерском синклинальном прогибе, где они приурочены к Хюрсольской и Хаутоварско-Игнойловской синклиналям низшего порядка. Помимо этого, они встречаются в Улялегском прогибе, а также среди архейских гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов в районе оз.Суолампи.

В Хаутоварско-Игнойловском синклинальном прогибе, в его южной части, находятся мелкие (до сотен метров) линзообразные тела офиолитов-метаоливинитов, метаперидотитов и метапироксенитов, превращенных в сланцы хлорит-тремолит-серпентинитового, актинолит-тремолитового состава и серпентиниты. По внешнему виду это рассланцованные темнозеленые породы, с прожилками серпентина и карбоната. Структура петельчатая, нематогранобластовая, фибробластовая. Серпентиновые разновидности состоят (в %) из серпентина - 30-50, тремолита - 35-50, хлорита - 8-15, карбоната - 2, магнетита - до 8 и редких зерен сульфидов. В тремолитовых сланцах основными минералами являются (в %): тремолит - 40-80 и хлорит - 20-60. Из рудных минералов встречаются в виде вкрапленности зерна магнетита, халькопирита, пирротина и пирита. По данным химических анализов (С.М.Бреслер /27/) содержание никеля в серпентиновых разновидностях колеблется от 0,16 до 0,18%. Химический состав метаоливинитов Игнойлы, известный из работы А.И.Богачева /25/, следующий (в %): SiO_2 - 40,91, TiO_2 - 0,29, Al_2O_3 - 4,56, FeO - 6,53, MnO - 0,26%, MgO - 36,28, CaO - 2,40, Na_2O - 0,27, K_2O - 0,02, H_2O - 0,42, Fe_2O_3 - 9,48, S - 0,07, Na_2O - 0,15, CoO - сл., CuO - н.о., Cr_2O_3 - 0,55, V_2O_5 - н.о., P_2O_5 - 0,1, п.п.п. - 14,68, Σ - 100,56.

В северной части Хюрсольского прогиба располагается Хюрсольский массив ультраосновных пород. Длина массива 9 км, ширина 2,5-3 км. По результатам металлогенетических исследований А.И.Богачева /25/, В.В.Яковлевой /69/ и геофизических работ М.К.Дорофеевой /66/, Хюрсольский массив представляет интрузию трещинного типа. В северной и центральной части он сложен пологоспадающими на юг метаоливинитами и метаперидотитами, перекрывающимися габброидными породами. В южной части массива доминируют крутопадающие метагаббро, метагаббро-диабазы и габбро-амфиболиты, перемежающиеся с телами метаоливинитов, серпентинитов и метаперидотитов. Наличие на этом участке, по данным А.И.Пахтеля /58/, гравитационного максимума указывает на возможное продолжение интрузии до глубины 5-6 км, что позволяет допустить существование вертикального подводящего канала.

Серпентиниты по оливинитам - желтые рассланцованные, полностью серпентинизированные породы с прожилками серпентина и карбонатов. Структура петельчатая, волокнистая. Состав (в %): серпентин - 90, единичные реликты оливина, магнетит - 10, карбонат, тремолит, чешуйки талька и хлорита.

Метаперидотиты - это рассланцованные темно-зеленые породы, обладающие бластопойкилитовой структурой. Главные минералы (в %): серпентин - 40-70, тремолит - 10-40, реликты оливина и пироксена. Второстепенные минералы: тальк, карбонат, сульфиды, магнетит до 20%. Химический состав метаперидотитов по данным А.И. Богачева /25/ следующий (в %): SiO_2 - 37-40, TiO_2 - 0,55, Al_2O_3 - 3,33, Fe_2O_3 - 9,65, FeO - 9,62, MnO - 0,38, MgO - 35,70, CaO - 5,82, Na_2O - 0,13, K_2O - 0,04, H_2O - 1,04, S - 0,15, CaO - 0,02, NiO - 0,47, CuO - не обн., Cr_2O_3 - 0,43, V_2O_5 - 0,3, P_2O_5 - не обн., п.п.п. - 13,47, Σ - 100,35. Сульфиды образуют рассеянную вкрапленность и представлены пентландитом и бравоитом. Валовое содержание никеля колеблется (в %) от 0,1 до 0,5, среднее составляет 0,25.

Метапироксениты - среднезернистые черные породы с панидиоморфнозернистой структурой. Состоят они из пироксена 70-90%, амфибола, карбоната, магнетита. Отмечаются постепенные переходы метапироксенитов в метагаббро-пироксениты и в метагаббро. Среди габброидных пород А.И. Богачев /25/ выделяя ферро-габбро и горноблендиты, обладающие трахитоидной и полосчатой текстурами и габбровой структурой. Феррогаббро состоит (в %) из сине-зеленой роговой обманки - 48, плагиоклаза-андезина - 47, титано-магнетита - 5, единичных зерен карбоната и эпидота. Горноблендиты по внешнему виду представляют собой темно-зеленые среднезернистые трахитоидные породы; трахитоидность обусловлена ориентированным расположением призм амфибола. Структура бластопанидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Состав (в %): сине-зеленая роговая обманка - 80 (с Ng I_6^0 - $2V$ - $5I^0$), титано-магнетит - 10, плагиоклаз-андезин-лабрадор - 10. В единичных зернах встречаются апатит, сульфиды и карбонат.

Основные и ультраосновные породы Хюрсильского массива и офиолиты Игнойлы секут сланцы синемукской и хаутоварской свит. Сами они рвутся жилами и дайками плагиопорфиров, что наблюдается на Хюрсильском участке. Эти данные позволяют установить ранний нижнепротерозойский возраст описанных основных и ультраосновных пород.

М е т а г а б б р о и г а б б р о - д и о р и т ы
(vEP_1) слагают слабо дифференцированный Вистуккалампинский мас-

сив. Форма массива близка к изометрической и величина его достигает 4-5 км в поперечнике. В массиве намечаются две самостоятельные интрузии, разделенные узкой зоной, сложенной рассланцованными, крутопадающими плагиопорфирами и порфиридами, условно относимыми к ялонварской свите. Внутри интрузии располагаются дугообразные крутопадающие тела метаоливинитов и серпентинитов. Описание пород дается по материалам А.И. Богачева/25/. Метагаббро и габбро-диориты имеют облик зеленовато-серых среднезернистых массивных пород, обладающих габбровой структурой. Состоят (в %) они из роговой обманки - 45, плагиоклаз-олигоклаз-андезина - 40, кварца - 8, титаномагнетита до 6 и мелких зерен сульфидов. Сульфиды представлены халькопиритом, пирротинном, пиритом и приурочены к трещинам. Метаперидотиты и серпентиниты по своему минералогическому и химическому составу сходны с никеленосными ультраосновными породами Хюрсильского массива, в связи с чем они представляют интерес на поиски среди них концентраций никелевых руд. Метагаббро и ультраосновные породы массива секутся жилами плагиопорфиров, на основании чего их возраст определяется как ранний нижнепротерозойский.

Г а б б р о - д и а б а з ы и д и а б а з ы (vO_1PR_1) образуют прямолинейные дайки, располагающиеся среди метаоливинитов, метаперидотитов, серпентинитов и метагаббро восточной части Хюрсильского массива. Помимо этого, они установлены в 2-х км к западу от Няльмозера, где внедряются по разлому, окаймляющему Няльмозерскую антиклиналь. Габбро-диабазы - зеленовато-серые мелкокристаллические породы, обладающие офитовой структурой. Состав (в %): плагиоклаз - 55, роговая обманка - 30, биотит - 3, кварц - 5, реликты пироксена - 5, магнетит - 2. По пироксену развиваются тальк и серпентин. Возраст габбро-диабазов и диабазов устанавливается как ранний нижнепротерозойский на основании следующих данных: они секут метаперидотиты Хюрсильского массива и сланцеватые габбро-амфиболиты Няльмозерской структуры и, в свою очередь, секутся жилами нижнепротерозойских плагиопорфиров (Бреслер /27/).

К в а р ц е в ы е п о р ф и р ы , к е р а т о ф и р ы
и **п л а г и о п о р ф и р ы** ($пPR_1$) образуют дайки длиной 2-3 км и шириной 0,2-0,6 км. Они приурочены к разломам, обрамляющим Няльмозерскую антиклиналь и к разломам, развивающимся вдоль Хаутоварско-Игнойловской синклинали и в восточной части Хюрсильского массива. Кварцевые порфиры и кератофиры - серые массивные породы с порфиroidной структурой. Среди мелкозернистой массы, состоящей из альбита, кварца, хлорита и биотита, присут-

ствуют порфировидные вкрапленники кварца размером 2х3 мм. В кератофирах наряду с кварцем наблюдаются вкрапленники олигоклаз-альбита, в плагиопорфирах – альбита. На контактах с вмещающими породами и в тектонических зонах они превращены в порфириды, кварц-серцитовые и хлоритовые сланцы. Плагиопорфиры сопровождаются вторичными кварцитами, с которыми ассоциируют серноколчеданные руды. Возраст кварцевых порфиров и кератофиров нижнепротерозойский, устанавливается по пересечению ими ультраосновных пород Хорсальского массива и по нахождению их в гальке среднепротерозойских полимиктовых конгломератов в других районах Карелии.

Гранодиориты ($\delta_1 PR_1$) слагают краевые зоны массива гранитоидов, располагающегося в Чалкинско-Ведлозерском синклинальном прогибе и приуроченного к антиклинальному перегибу между Вистуккалампинской и Хаутоварско-Игнойловской синклиналиями. Массив изучался Е.П.Молотковой /44/, Г.О.Глебовой-Кульбах и др. /6/. Описание гранитоидов базируется на данных этих исследователей. Массив имеет овальную форму и размеры 3х5 км в поперечнике. Гранодиориты, слагающие краевые зоны, образуют замкнутое кольцо, ширина которого колеблется от 300 до 800 м. Гранодиориты представляют собой серые и серовато-розовые массивные средне- и мелкозернистые породы с гипидиоморфнозернистой и порфировластовой структурами. Состоят (в %) они из плагиоклаза № 13 – 50, кварца – 25, биотита – 25. Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, турмалин. Из рудных минералов характерны магнетит, пирит и молибденит, образующие в породе незначительную вкрапленность. Местами в гранодиорите наблюдается микроклинизация: микроклин образует порфиробласты и в мелких зернах включен в основную массу породы. По данным спектральных анализов Г.О.Глебовой-Кульбах /6/, в гранодиоритах из элементов примесей содержатся V, Co, Cr, Ni, Zr, Cu, Be и Ba. Гранодиориты и их жилы в северном контакте массива секут метадиабазы хаутоварской свиты. Галька аналогичных гранодиоритов встречается в среднепротерозойских полимиктовых конгломератах, находящихся за пределами территории листа в районе д.Койкары. На основании этих данных возраст гранодиоритов определяется как нижнепротерозойский.

Плагиомиоклиновые и микроклиновые граниты ($\gamma_1 PR_1$) образуют массивы величин от 1,5 до 16 км в длину. Располагаются они в области сочленения Чалкинско-Ведлозерского синклинального прогиба с породами основания и в омоложенных тектонических зонах. Помимо этого, плагиомиоклиновые граниты слагают центральную часть массива гранитоидов, находящегося восточнее ст.Хаутоваара. Плагиомиокро-

клиновые граниты это среднезернистые, крупнозернистые и порфировидные породы розового цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, либо порфировидная, с проявлениями катаклаза. Состав гранитов (в %): плагиоклаз (№ 13–17) – 45, микроклин-пертит – 15, кварц – 25, биотит – 15. Акцессорные минералы: циркон, ортит, сфен. Рудные минералы – магнетит, пирит, молибденит, шеллит, сфалерит, галенит. Из элементов примесей характерными являются Be, Sr, Ba, Zr, Cu (Глебова-Кульбах и др. /6/). В плагиомиоклиновых гранитах Хаутоварского массива наблюдаются явления грейзенизации, выражающейся в привносе вторичного кварца в ассоциации с турмалином и молибденитом. В микроклиновых гранитах увеличивается количество микроклина до 30–35% и соответственно уменьшается содержание плагиоклаза. Плагиомиоклиновые граниты связаны с одной стороны постепенными переходами с микроклиновыми гранитами, с другой – с гранодиоритами. На гранодиориты они оказывают метасоматическое воздействие, выражающееся в образовании в них идиоморфных порфиробласт микроклина. По нахождению плагиомиоклиновых гранитов в гальке среднепротерозойских полимиктовых конгломератов в Койкарском районе Карелии, возраст их определяется как нижнепротерозойский.

Мигматиты плагиомиоклиновых гранитов (γPR_1). Внедрение ранних нижнепротерозойских гранитов сопровождается мигматизацией окружающих гнейсо-гранитов и гнейсов. Максимальное проявление мигматизации приурочено к тектоническим нарушениям, описанным близ д.Палалахта и в других местах. Мигматиты, развивающиеся в тектонических зонах, представляют собой полосчатые породы. Полосы субстрата мощностью 3–8 см состоят из плагиоклаза, кварца и биотита. Среди среднезернистой массы наблюдаются таблитчатые порфиробласты плагиоклаза до 2 см в длину, ориентированные параллельно полосчатости мигматитов. Прослой инъекции состоят из оваловидных зерен свежего решетчатого микроклина, зерен плагиоклаза и ксеноморфного кварца. В массивных гнейсо-гранитах явление мигматизации устанавливается по наличию в межзерновых пространствах единичных зерен мезостатического микроклина.

РАННИЕ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Метагаббро-диабазы и метадиабазы (νPR_2), а по мнению Д.С.Желубовского /42/, нерасчлененные эффузивы выполняют центральную часть Туломозерской мульды. Они образуют пластовые тела мощностью 200–300 м, согласно залегающие

среди сланцев заонежской свиты. С юго-запада интрузии габбро-диабазов, по данным В.А.Соколова /7/, имеют тектонический контакт с метадиабазами хаутоварской свиты. Протяженность полосы габбро-диабазовых интрузий составляет 20 км и ширина от 0,8 до 4 км. Метагаббро-диабазы слагают центральные части пластовых тел, а краевые их зоны сложены метадиабазами и метапорфиритами. Структура габбро-диабазов офитовая и габбро-офитовая. Метагаббро-диабазы состоят из сосюритизированного андезин-лабрадора № 42-44 и обыкновенной роговой обманки с реликтами авгита. В незначительных количествах присутствуют эпидот, цоизит, кварц, апатит, магнетит, пирит, лейкоксен. Метадиабазы и метапорфириты периферической части интрузий имеют мелкозернистое сложение. Состоят они из альбит-олигоклаза, актинолита, кварца, хлорита, серицита, карбоната и магнетита. Структура нематогранобластовая с реликтами бластоофитовой. Метапорфириты характеризуются бластопорфировой структурой, обусловленной наличием в мелкозернистой массе вкрапленников альбита № 10.

Принадлежность интрузий метадиабазов и метагаббро-диабазов к раннему среднепротерозойскому возрасту определяется их соотношением со сланцами заонежской свиты.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Граниты рапакиви (γPR_3) находятся на территории южной половины листа, занимая примерно 45% его площади. На юго-западе частично располагается Салминский массив собственно гранитов рапакиви, уходящий в северо-западном направлении за пределы описываемой площади. В 1969-1970 гг. на соседней территории близ южной границы листа О.Н.Анищенковой /23/ были выявлены основные породы комплекса рапакиви - габбро-нориты, лабрадориты и анортозиты, связанные через монциты постепенными переходами с собственно гранитами рапакиви Салминского массива. Общая площадь массива составляет 6000 км².

На востоке находится Улялегский массив, охватывающий площадь 800 км². По геофизическим данным М.С.Сипаковой /64/, И.А.Пахтеля /58/ и геологическим исследованиям В.В.Яковлевой /69/, Салминский и Улялегский массивы отделены друг от друга Чапкинско-Ведлозерским и Синемукским синклиналильными прогибами и представляют собою автономные интрузии.

Исследованиями А.А.Полканова /15/ была показана приуроченность массивов гранитов рапакиви к субширотной флекуре. По

В.В.Яковлевой /69/, Салминский массив расположен вдоль границы сочленения пояса карелид со свекофеннской зоной, а по мнению Л.П.Свириденко /63/ - в области сочленения Восточно-Финляндской синклинойной и Восточно-Финляндской антиклинойной подзон карелид. Вопросами геологии и петрологии собственно гранитов рапакиви Салминского массива в разное время занимались Т.В.Билибина (1960), Н.Г.Судовиков, Th.G.Saahama (1945) и другие исследователи. Петрологии собственно гранитов рапакиви Салминского массива посвящена работа Л.П.Свириденко /63/. Основные породы этого массива, распространенные на соседней с юга территории, изучены и описаны О.Н.Анищенковой /23/. Как и другие массивы рапакиви Фенноскандии, Салминский массив представляет собой многофазную интрузию. Среди собственно гранитов рапакиви О.Н.Анищенкова /22/ и В.В.Яковлева /68/ выделяют три фазы: I - выборгиты, питерлиты; II - средне-крупнозернистые и порфиroidные разновидности рапакиви с их краевой фацией и III - жилы аплитов и пегматитов с микроритовыми пустотами, заполненными полевым шпатом и горным хрусталем. Л.П.Свириденко /63/ выделяет в массиве собственно гранитов рапакиви пять фаз: I - выборгиты, II - равномернозернистые биотитовые граниты, III - питерлиты, IV - порфиroidные граниты, V - крупноовоидный порфиroidный гранит. По Л.П.Свириденко /63/ граниты рапакиви кристаллизуются из "сухой" высокотемпературной магмы, характеризующейся преобладанием калия над натрием, железа над магнием и низким содержанием кальция. Для биотита гранитов II фазы характерно повышенное содержание олова, что по ее мнению является признаком металлогенической специализации магмы рапакиви на данный элемент.

Проведенные геофизические и геологические работы позволили сделать некоторые выводы о глубинном строении массива. Центр интрузии был установлен за пределами листа в районе г.Олонца /23/. В процессе гравитационных (Пахтель /58/) и аэромагнитных (Сипакова, /64/) съемок последних лет, обобщения и анализа геофизических материалов (Вербицкий, Попова /29/, Яковлева /69/) и полевых исследований 1964 г. было установлено, что мощность и геологическое строение отдельных участков Салминского массива различны. По максимумам отрицательных локальных гравитационных аномалий, указывающих на увеличение мощности пород гранитного состава, предположительно установлены подводящие каналы. Участки массива, характеризующиеся отрицательными аномалиями, на обнаженных площадях сложены крупнозернистыми и порфиroidными разновидностями с крутой ориентировкой первичных структур. Пространства между отрицательными максимумами сложены овоидальными выборгитами

и питеклитами, в которых падение полосчатости $10-25^{\circ}$, либо близко к горизонтальному. Мощность рапакиви в таких участках по геофизическим данным Р.И.Вербницкого /29/ составляет 2-3 км. В периферических зонах массива развита краевая фация, представленная мелко- и среднезернистыми, местами порфиroidными гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

На территории описываемого листа Салминский массив закрыт четвертичными отложениями. В связи с этим, внутреннее строение его показано на основании геофизических данных /29, 58/. В южной части листа (район оз.Пертьярви), в области отрицательной локальной гравитационной аномалии, выделяется Большегорский купол, предположительно сложенный породами II фазы. Близ северного контакта массива намечаются Кохтусельгский и Латвалампинский купола, также сложенные породами II фазы. Между выделенными куполами полого залегают овоидальные граниты I фазы. Образования краевой фации, представленные порфиroidными гранитами и среднезернистыми гранодиоритами, прослеживаются в зоне контакта северной части массива. Северный контакт массива в районе оз.Кавадъярви под углом 80° падает на юго-запад, а в 2 км к востоку от д.Палахты граниты рапакиви полого (под углом 30°) налегают на выветрелые доломиты и сланцы коватъярвинской свиты. Контактных изменений во вмещающих породах не наблюдается, так как по ним образуется линейная кора выветривания.

Гранитам рапакиви свойственна красная окраска. Главные породообразующие минералы: кварц, микроклин, микроклин-пертит, ортоклаз-пертит, плагиоклаз, биотит, амфибол и единичные зерна фаялита и геденбергита. В разновидностях гранитов II фазы преобладает олигоклаз и альбит до 10%, в гранодиоритах краевой фации - олигоклаз-андезин (10%). Калиевый полевой шпат составляет свыше 50% породы. Кварц представлен двумя генерациями: одна из них имеет идиоморфное развитие и темную окраску.

Овоидальные разновидности гранитов I - фазы в отличие от биотитовых разновидностей II-фазы, являются существенно рогово-обманковыми. В остальном минералогический состав их весьма близок. Акцессорные минералы: циркон, флюорит, апатит, топаз. Содержание флюорита в тяжелой фракции - 3%. В тяжелой фракции протолочных проб, отобранных из краевой фации гранитов рапакиви в районе оз.Тулмозера, присутствует (в %): ильменит - 30 и циркон - 3. Рудные минералы - молибденит, шеелит, халькопирит и пирит встречаются в единичных зернах. Рудная акцессорная минерализация краевой фации указывает на возможную ассимиляцию вольфрама, частично меди и молибдена из вмещающих пород коватъярвинской и па-

лалахтинской свит. Сама же потенциальная способность к рудообразованию у гранитов рапакиви, очевидно, невелика вследствие "сухости" исходных магм. В связи с этим, в отличие от Ю.С.Желубовского /42/, Л.П.Свириденко /63/ и других исследователей, считающих граниты рапакиви рудоносными, мы склонны рассматривать их как практически безрудные образования.

Улялегский массив в северной части сложен среднезернистыми гранитами, пространственно соответствующими отрицательной локальной гравитационной аномалии. На закрытой южной части Улялегского массива по отрицательным гравитационным аномалиям предположительно выделяются Кяписельгский и Куккозерский купола, которые можно рассматривать как подводные каналы (рис.4).

Граниты рапакиви секут архейско-нижнепротерозойские лептиты, двупироксеновые сланцы и метаандезиты палалахтинской свиты, нижнепротерозойские доломиты коватъярвинской свиты и архейские гнейсограниты. Изотопный возраст гранитов Салминского массива рапакиви, определенный в северо-западной части, расположенной за пределами листа, по данным А.П.Виноградова /3/, устанавливается 1550 млн. лет, что позволяет условно относить его к позднепротерозойским образованиям.

Основные породы комплекса рапакиви (vPR_3) установлены бурением на соседней территории близ южной границы листа О.Н.Анищенковой /23/. Они представлены габбро-норитами, лабрадоритами и анортозитами. Распространение пород этого комплекса в южной части листа показано для увязки в пределах контура гравитационной аномалии /58/. По данным О.Н.Анищенковой /23/, габбро-нориты, лабрадориты и анортозиты связаны между собой постепенными переходами. В свою очередь они через монциты и кварцевые монциты переходят в зеленовато-серые граниты и гранодиориты. Последние на территории описываемого листа образуют краевую фацию Салминского массива гранитов рапакиви. Жилы собственно гранитов рапакиви секут габбро-нориты, анортозиты и монциты, что дало основание О.Н.Анищенковой выделить их как наиболее ранние образования по отношению к собственно гранитам рапакиви. Наличие постепенных переходов между основными породами и собственно гранитами рапакиви позволило О.Н.Анищенковой отнести основные породы к комплексу рапакиви позднепротерозойского возраста.

Диабазы, базальты и их туфы ($фмPR_3$) занимают небольшой ($5 км^2$) участок в юго-западном углу территории листа. По данным В.И.Хазовой /65/, дайки диабазов секут граниты рапакиви, а излившиеся базальты образуют потоки и

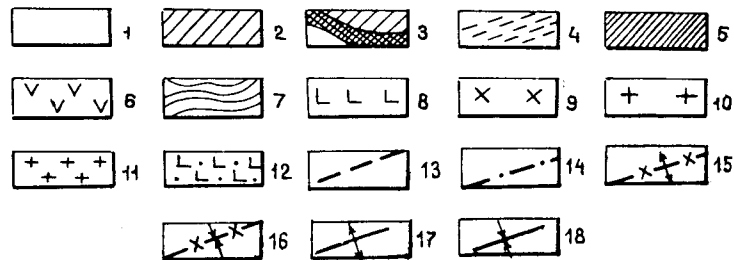
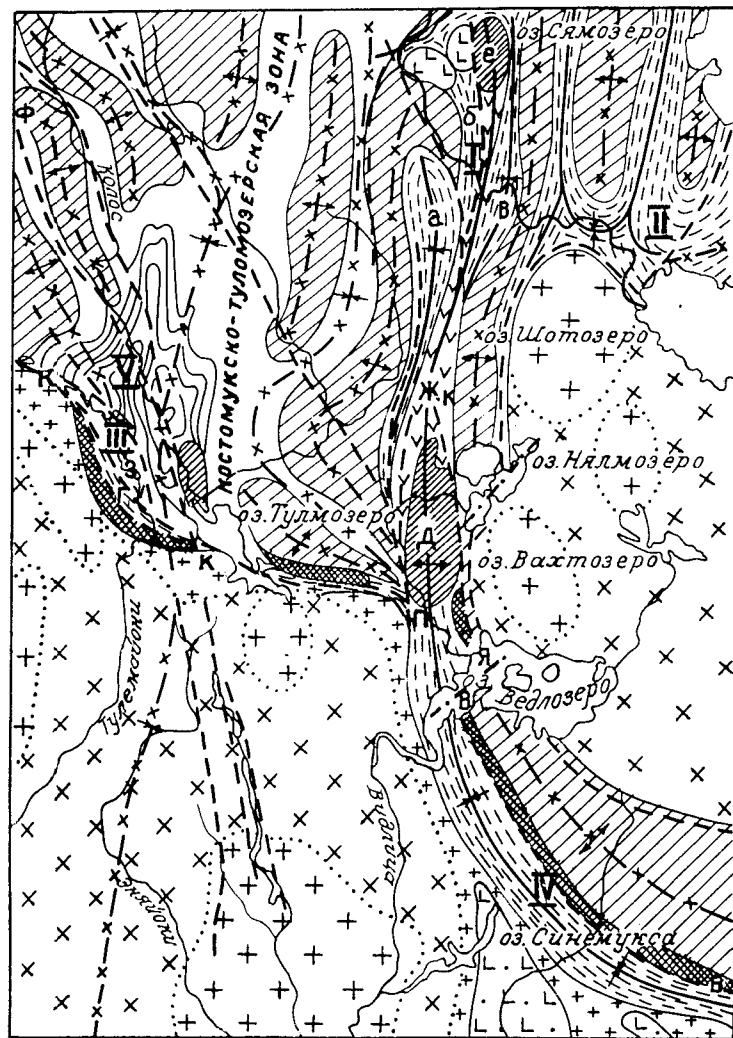


Рис.4. Схематическая тектоническая карта
 1-3 - нижний структурный ярус: 1 - зоны гнейсов и мигматитов, 2 - массивы гнейсо-гранитов, гнейсо-диоритов, гнейсо-гранодиоритов, 3 - массивы гнейсо-гранитов, облекаемые древнейшими эффузивами. Средний структурный ярус. На карте римскими и арабскими цифрами и буквами алфавита нанесены: синклинальные прогибы: I - Чалкинско-Ведлозерский, II - Улягский, III - Коватъярвинско-Палалахтинский, IV - Синемукский; 4 - синклинали низших порядков: а - Хресьская, б - Вистуккаламшская, в - Хаутоварско-Игнойловская, г - Коватъярвинская; 5 - антиклинали низших порядков: д - Няльмозерская, е - Хаутоварская; 6 - линейные антиклинали низших порядков: к - линейная антиклиналь в Чалкинско-Ведлозерском синклинальном прогибе, з - Ивкожская антиклиналь в Коватъярвинско-Палалахтинском прогибе. Верхний структурный ярус; 7 - впадины фундамента, У - Туломозерская мульда; 8 - интрузии габбро, габбро-диоритов; 9 - граниты рапакиви I фазы; 10 - граниты рапакиви II фазы; II - граниты и гранодиориты краевой фации; 12 - основные породы комплекса рапакиви: габбро-нориты, лабрадориты, анортозиты; 13 - разломы: Ф-К - Фаддей-Кельевский, К-П - Коватъярвинско-Палалахтинский, К-Я - Кайназъярвинский; В-В - Ведлозерский; 14 - предполагаемые разломы на площадях занятых водоемами; 15 - оси архейских гнейсо-гранитных массивов; 16 - оси зон архейских гнейсов и мигматитов; 17 - оси нижнепротерозойских антиклиналей; 18 - оси нижнепротерозойских синклиналей;

покровы на их выветрелой поверхности. Среди вулканогенных образований выделяется шесть потоков базальтовых и диабазовых порфиритов мощностью от 1,5 до 16 м, чередующихся с мало мощными (0,2–0,7 м) прослоями туфов. Дайки диабазов, секущие граниты рапакиви, очевидно, служили подводными каналами для излияний основных лав. Структура диабазов в дайках офитовая, переходящая к габбро-офитовой.

Базальтовые порфириты – темнубурые породы, обладающие порфириформной структурой. Порфириформные вкрапленники мелкие, представлены табличками плагиоклаза. Структура основной массы офитовая и гялопилитовая. Основная масса состоит (в %) из лейстовидного плагиоклаза андезина № 42 (50–60), интерстиции выполнены хлоритом, палагонитом и иддингситом (35–50) с примесью гидроокислов железа и рудного минерала. Рудный минерал и хлорит образуют псевдоморфозы по оливины – 5%. Акцессорные минералы представлены сфеном, анатазом, рутилом.

Диабазовые порфириты отличаются наличием микропикритовых структур (прорастание пироксена лейстами плагиоклаза). Они состоят (в %) из диоксида-клиноэнстатита – 15–20, рудного минерала и хлорита – 25–30, развивающихся по оливины и плагиоклаза-лабрадора – 55 ($CNG = 49^\circ$, $2V = +48^\circ$).

Вторичные процессы в базальтовых и диабазовых порфиритах проявляются в хлоритизации и карбонатизации плагиоклаза и пироксена и в образовании псевдоморфоз хлорита и рудного минерала по оливины. Изотопный возраст аналогичных диабазовых порфиритов, развитых на соседней территории в окрестностях пос. Сальми, был определен в лаборатории ГЕОХИ (Кайряк /12/) К-Аг методом и составляет 1350 млн. лет, что позволяет относить подобные породы, встреченные на территории листа, к верхнему протерозою (рифю). Несбивка на данном участке карты с территорией издаваемого листа Р-36-XX объясняется получением новых данных В.И.Хазовой /65/ по базальтам Сальминского участка.

Граниты рифейской (?) (позднепротерозойской) активизации.

При структурно-поисковом бурении 1964 г. в скв. I, расположенной в 5 км к востоку от контакта с Сальминским массивом гранитов рапакиви, на глубине 226 м была вскрыта зона нарушения, развивающаяся вдоль контакта карбонатных пород с двупироксеновыми и гиперстеновыми сланцами палалахтинской толщи. К зоне нарушения приурочены грейзены, грейзенизированные граниты и плагиопегматиты. Суммарная мощность грейзеновой зоны – 12 м. На карте эти образования не выделяются, так как они являются слепыми телами.

Грейзен представляет собой серовато-розовую мелкозернистую породу с крупными зернами кварца. Мелкозернистая масса состоит из кварца, реликтов полевого шпата, погруженных в агрегат каолинита, жильбертита, хлорита и зерен серовато-голубого турмалина. В мелкозернистой массе выделяются крупные (2–3 мм) зерна кварца, прорастающие слюдой. Грейзенизированный гранит – серая неравномернозернистая порода, обладающая реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой. Кварц и реликты плагиоклаза (олигоклаза-андезина и альбита) составляют 30%, карбонат (вторичный) в ассоциации с жильбертитом и каолинитом – 70%. Постоянно присутствуют серо-голубой турмалин и апатит. Из рудных минералов встречаются касситерит, сфалерит, лейкоксенизированный титаносодержащий минерал с примесью редких земель и пылевидные окислы железа. Гамма-каротаж в зоне грейзенов устанавливает повышенную активность, вероятно связанную с редкоземельными минералами, содержащими торий, либо уран. Грейзены и грейзенизированные граниты, несущие признаки оловянной и редкометальной минерализации, изолированы в пространстве от гранитов рапакиви. Они имеют существенно альбитовый (натровый) состав, отличающийся от высокожелезистых, насыщенных калием гранитов рапакиви. К тому же в гранитах рапакиви отсутствуют явления грейзенизации и рудопроявления олова, в связи с чем практически они являются безрудными. Все это дает основание допустить наличие самостоятельного, оторванного во времени от рапакиви, очага магм рудоносных гранитоидов, связанных с рифейской (позднепротерозойской (?)) активизацией. Изотопный возраст аналогичных рудоносных гранитов района г. Питкяранты, определенный по методу, устанавливается 1420 млн. лет (Яковлева В.В. /69/), что подтверждает возможность отнесения этого типа гранитов к позднему протерозою.

ТЕКТОНИКА

Территория листа охватывает юго-восточную область карелид. В южной половине площади листа располагаются Сальминский и Улялегский массивы гранитов рапакиви. В соответствии с представлениями К.О.Кратца /13/, в карелидах выделены нижний, средний и верхний структурные ярусы (см. рис.4). Нижний структурный ярус сложен архейскими гнейсами, мигматитами и гнейсогранитами, образующими вместе с древнейшими эффузивами основание для геосинклинальных формаций карельского подвижного пояса. В строении среднего структурного яруса принимают участие нижнепротерозойские породы, слагающие линейные синклинали, располагающиеся между

гнейсогранитными массивами основания. Верхний структурный ярус сложен среднепротерозойскими кварцито-песчаниками, доломитами и сланцами, полого залегающими на эродированных породах нижнего и среднего ярусов.

Нижний структурный ярус

Нижний структурный ярус карелид сложен породами основания. Среди них выделяются: гнейсогранитные массивы (ядра), окруженные зонами беломорских мигматитов и гнейсов; гнейсогранитные массивы, облекаемые древнейшими лавами (лептитам и двупироксеновыми кристаллическими сланцами по средним эффузивам)^{х/}.

Гнейсогранитные массивы, окруженные гнейсами и мигматитами, имеют оваловидные и изометричные очертания, размеры их колеблются от 8 до 30 км в длину и 5-7 км в ширину. Направление осей массивов в центральной и северо-восточной частях площади листа меридиональное (см. рис.4), в западной - северо-западное и субмеридиональное. Группа западных массивов отделяется от массивов центральной части Костомукско-Тулдозерской зоной, в которой развиты биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты. Ширина Костомукско-Тулдозерской зоны меняется от 1 до 6 км. Она имеет меридиональное направление и по геофизическим данным прослеживается на юг под гранитами рапакиви. В западной половине территории листа зоны гнейсов и мигматитов имеют северо-западное простирание, длина их достигает десятков километров.

В массивах центральной части площади листа простирание гнейсовидности параллельно очертаниям массивов, падение ее пологое, под углом 10-15°. В зонах гнейсов и мигматитов ориентировка гнейсовидности согласна с контурами массивов. В массивах западной части территории листа и в окружающих их мигматитах и гнейсах преобладает северо-западное направление гнейсовидности и крутое падение ее под углом 70-80°, меняющееся в северо-восточном и юго-западном направлениях.

Гнейсогранитные массивы, облекаемые древнейшими эффузивами, располагаются вдоль линии контакта с гранитами рапакиви (районы хут. Григорьева, деревень Палалахты, Гилькожи, р.Тулемайоки) и в южной части площади листа северо-восточнее оз.Синемуксы. Массив, находящийся к северо-востоку от оз.Синемуксы, в северной части интродуцируется гранитами рапакиви. Длина массива 28 км, ширина

^{х/} Выделение в фундаменте овальных гранитных массивов может приниматься только условно. Очень плохая обнаженность гранито-гнейсового поля на территории листа не позволяет обоснованно сделать такой вывод по геологическим данным. - Прим.автора.

12 км, юго-западная краевая часть круто падает на юго-запад под углами 70-80° и облекается гиперстеновыми и двупироксеновыми кристаллическими ортосланцами. Направление оси массива северо-западное. На ее продолжении, восточнее оз.Тулдозера и севернее д.Палалахты, находится другой массив гнейсогранитов, ось которого имеет субширотное направление. Длина массива 12 км, ширина 4 км. С севера и северо-востока он ограничен узкой (2-3 км) зоной мигматитов и гнейсов, а к югу имеет крутое склонение (70-80°) и облекается амфиболовыми и двупироксеновыми сланцами (метаандезитами).

Высокая степень метаморфизма древнейших эффузивов (гранулитовая либо пироксено-роговиковая фации), близкая к высоким ступеням амфиболитовой фации гнейсо-гранитов, а также тесная пространственная связь этих пород между собой, позволяют совместно рассматривать их как один из элементов структур основания.

Средний структурный ярус

Средний структурный ярус, сложенный нижнепротерозойскими породами, образован линейными синклиналями, располагающимися между гнейсогранитными массивами основания. Гнейсогранитные массивы в представлении К.О.Кратца /13/ являются глубоко эродированными антиклинальными поднятиями складчатой зоны карелид.

В северной половине территории листа располагаются Чалкинско-Ведлозерский и Улялегский синклинальные прогибы. В южной половине - Коватъярвинско-Палалахтинский и Синемукский прогибы.

Чалкинско-Ведлозерский синклинальный прогиб протягивается от оз.Ведлозера в меридиональном направлении до северной границы, уходя далее за ее пределы. Длина его на территории листа 48 км и ширина - 4-6км. По В.В.Яковлевой /69/, в осевой части прогиба располагается линейная антиклиналь, к западу от нее находятся Хурсьельская и Вистуккалампинская синклинали, к востоку - Хаутоварско-Игнойловская синклиналь. Линейная антиклиналь сложена метадиабазами и зелеными сланцами хаутоварской свиты, имеющими крутое, либо вертикальное падение. Продольный шарнир антиклинали имеет слабо волнистый характер. В местах воздымания шарнира (юго-восточнее ст.Хаутовара) и на юге (в районе оз.Ведлозера и Няльмозера), выходят более древние породы, образующие местные куполовидные антиклинали, выделенные как Хаутоварская и Няльмозерская.

Няльмозерская антиклиналь находится в южной части структуры, форма ее оваловидная, размеры 4х12км.

Длинная ось ориентирована в меридиональном направлении. Продольные крылья круто ($70-80^{\circ}$) падают на запад, сложены они графитистыми и кварц-альбит-хлоритовыми сланцами ялонварской свиты. В ядре антиклинали находятся амфиболизированные габбро-диабазы, перемежающиеся с биотит-амфиболовыми и графитистыми сланцами синемукской свиты. Наличие в ядре антиклинали метаморфизованных габбро-диабазов позволяет рассматривать ее как реликт древней вулканокупольной структуры. Вдоль круто падающих крыльев антиклинали развиваются разломы, к которым приурочены дайки плагиопорфиров и связанные с ними колчеданные руды.

Хаутоварская антиклиналь находится в 1,5 км к юго-востоку от ст. Хаутоваара. Величина ее 2×5 км. К ядру антиклинали приурочены плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты.

Хорскульская синклинали располагается в западной краевой части Чалкинско-Ведлозерского синклиналиного прогиба и имеет асимметричное строение. Северной ее части свойственна овальная форма размером 5×10 км, а южная представлена узкой (2 км) синклиналью протяженностью до 20 км. Северная часть синклинали по А.И. Богачеву /25/ выполнена полого расслоенными интрузиями ферро-габбро, чередующимися с метаперидотитами. По направлению к югу и юго-востоку подошва интрузии погружается и близ оз. Хорскульского ультраосновные и основные породы имеют крутое падение, переходящее в вертикальное. На участке оз. Хорскульского и вдоль восточного борта Хорскульской синклинали, помимо основных и ультраосновных пород, развиты дайки габбро-диабазов и плагиопорфиров, что указывает на наличие в ее восточном борту разлома, по которому шло поступление не только основных и ультраосновных, но и кислых магм. Максимум аномалии Δg /58/, приуроченный именно к этим участкам, косвенно указывает на наличие в южной и юго-восточной части синклинали подводщего канала Хорскульской интрузии. Вдоль южной ветви синклинали проходит разлом, к которому приурочены интрузии амфиболизированных габбро-диабазов, габбро-амфиболитов, офиолитов и дайки габбро-диабазов и плагиопорфиров. В осевой части южной синклинали находятся кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и графитистые сланцы ялонварской свиты.

Хаутоварско-Игнойловская синклинали располагается вдоль восточного борта Чалкинско-Ведлозерского прогиба, длина ее 22 км, ширина - 1 км. В ядре синклинали выполнена сланцами ялонварской свиты, имеющими вертикальное падение. Крылья под углом 80° падают на запад, в связи

с чем структура приобретает изоклиальный характер. Крылья сложены метадиабазами и сланцами хаутоварской свиты. В осевой части синклинали развивается разлом, к которому приурочены интрузии габбро-амфиболитов, дайки габбро-диабазов и плагиопорфиров.

Вистуккалампинская синклинали протягивается от Хаутоварского массива габброидов до восточного борта Хорскульской синклинали. Длина ее 18 км, ширина 1,5 км. С востока она ограничена линейной антиклиналью, с запада - гнейсо-гранитами основания и разломом, развивающимся вдоль восточного края Хорскульской синклинали. Падение крыльев вертикальное, либо крутое. Вистуккалампинская синклинали выполнена преимущественно плагиопорфирами и сланцами ялонварской свиты. Глубинные горизонты ее сложены биотит-амфиболовыми кварцитами с вкрапленностью магнетита, принадлежащими к базальным слоям синемукской свиты. Вдоль восточной границы синклинали прослеживается разлом, к которому приурочены интрузии амфиболизированных габбро-диабазов и офиолиты.

Улялегский синклиналиный прогиб намечается предположительно по контурам линейных положительных магнитных аномалий (см. рис. 3) и выходам зеленокаменных пород, метаперидотитов и сланцев, встречающихся в пределах этих аномалий. Состоит он из двух меридиональных ветвей, разделенных гнейсогранитными массивами. На юге ветви смыкаются в субширотную структуру, ограничивающуюся Улялегским массивом гранитов ралакиви. Падение крыльев крутое и вертикальное. Длина ветвей синклинали в пределах территории листа 18-20 км, ширина - 1,5-5 км. Улялегская синклинали сложена биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, графитистыми и амфиболовыми сланцами синемукской свиты. Близ северо-западного берега оз. Шотозера намечается разлом, к которому приурочены тела метаперидотитов с сопутствующими колчеданными жилами, а также жилы плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов.

Коватъярвинско-Палалахтинский синклиналиный прогиб протягивается в северо-западном, а затем в субширотном направлении от оз. Хисъярви до оз. Ведлозера, где соединяется с Синемукским прогибом. Северо-западная его часть, длиной 16 км и шириной 4 км, представляет собой Коватъярвинскую синклинали, юго-западное крыло которой опрокинута на северо-восток под углом $70-80^{\circ}$. Северо-восточное ее крыло усложнено антиклинальным перегибом (Ивкожской антиклиналью). Юго-западное крыло сложено лептитам и метаандезитами палалахтинской толщи, на которых залегают карбонатные породы и

сланцы коватъярвинской свиты. В северо-восточном крыле лептиты и карбонатные породы выклиниваются и вместо них появляются метадиабазы хаутоварской свиты. Опрокинутое залегание юго-западного крыла устанавливается по наличию над карбонатными породами лептитов и двупироксеновых сланцев палалахтинской толщи, тесно ассоциирующих с гнейсо-гранитами основания. В связи с этим стратиграфическая последовательность пород рассматривается нами от лептитов к более молодым трансгрессивным карбонатным породам. В.А.Соколов /9/ относил лептиты оз.Кавадъярви к парасланцам ладожской серии. Карбонатные породы и метадиабазы рассматривались им как образования более древней, чем ладожская, сортавальской серии. Основываясь на этом, В.А.Соколов полагал, что вся Коватъярвинская структура является антиклиналью. Вдоль Ивкожской антиклинали и вдоль юго-западного крыла Коватъярвинской синклинали развиваются разломы с приуроченными к ним интрузиями амфиболитованных габбро-диабазов и габбро-амфиболитов.

Юго-восточная часть Коватъярвинско-Палалахтинского прогиба образована Палалахтинской синклиалью, характеризующейся малой (I-I,3 км) шириной и длиной 18 км. Крылья структуры имеют крутое и вертикальное падение. Северный борт ее образован крутопадающими (70-80°) на юг гнейсогранитами основания, облекаемыми древнейшими эффузивами. Синклиаль выполнена сланцами и карбонатными породами коватъярвинской свиты. С юга она ограничивается гранитами рапакиви.

Синемукский синклиальный прогиб располагается в южной части территории листа и полностью перекрыт четвертичными отложениями. Сведения о его строении базируются на геофизических данных И.А.Пахтея /58/, на результатах бурения двух структурно-поисковых скважин 1964 г. и скважин 1969-1970 гг. /23/ на южной границе площади листа. Синемукский прогиб имеет меридиональное направление, к югу сменяющееся на широтное. Длина его 30 км, ширина - 2-4 км. В районе оз.Ведлозера его продолжением являются меридиональный Чалкинско-Ведлозерский и субширотный Коватъярвинско-Палалахтинский синклиальные прогибы. Северо-восточный и восточный борты Синемукского синклиального прогиба образованы гнейсогранитным массивом, облекаемым древнейшими эффузивами палалахтинской толщи, падающими на запад под углом 70-80°. Восточное крыло прогиба также круто падает на запад под углом 80°, сложено оно карбонатными породами, гранатбиотитовыми и кордиерит-биотитовыми сланцами синемукской свиты. По характеру гравитационных и магнитных аномалий предполагается развитие этих пород до границы с массивом рапакиви, срезающим с

юга и с запада синемукский прогиб. Вдоль северо-восточного борта прогиба развивается разлом, к которому приурочены грейзенизированные граниты.

Верхний структурный ярус

Верхний структурный ярус сложен кварцит-доломит-сланцевыми породами туломозерской и заонежской свит, трансгрессивно залегающими на породах нижнего и среднего структурных ярусов. Образование туломозерской и заонежской свит выполняют впадины в фундаменте. На территории листа такой впадиной является Туломозерская мульда, расположенная в месте пересечения меридиональной Туломозерско-Костомукской и субширотной Коватъярвинско-Палалахтинской тектонических зон (см. рис.4).

Туломозерская мульда имеет неправильные очертания. Ее три замка вытянуты по направлениям этих тектонических зон. Северный замок ориентирован в меридиональном направлении в соответствии с Туломозерско-Костомукской зоной. Вытянутость в субширотном и северо-западном направлениях юго-восточного и юго-западного замков предопределена наличием Коватъярвинско-Палалахтинской тектонической зоны. Длина мульды от северного до юго-восточного замка 20 км, максимальная ширина центральной части 10-12 км. Северо-западное и восточное крылья мульды, сложенные кварцито-песчаниками, глинистыми сланцами и карбонатными породами туломозерской свиты, полого, под углом 10-20° залегают на выветрелых гнейсо-гранитах основания и на сланцах коватъярвинской и хаутоварской свит. Характерной особенностью мульды является ее асимметричное строение, выражающееся в отсутствии юго-западного крыла, срезанного Лоймольским разломом. Вдоль разлома внедрялись интрузии габбро-диабазов и шло непрерывное поднятие Ивкожской блок-антиклинали, в связи с чем на месте юго-западного крыла не существовало условий для формирования среднепротерозойских отложений. Центральные части мульды выполнены сланцами заонежской свиты и интрузиями среднепротерозойских габбро-диабазов.

Разрывные нарушения

На территории листа выделяются разломы ниже-, средне- и возможно, позднепротерозойского времени (рифейские?). Нижнепротерозойские разломы глубокого заложения прослеживаются по цепочкам офиолитов и интрузий основных пород. Разломы такого типа возникают на ранних этапах развития Чалкинско-Ведлозерского и Уля-

легского синклинальных прогибов. В Чалкинско-Ведлозерском прогибе разломы приурочены либо к осевым, либо к краевым частям синклиналей низшего порядка (Хорсильский, Вистуккалампинский и Хаутоварско-Игнойловский разломы). Вероятно, такого же типа разлом располагается вдоль Коватъярвинско-Палалахтинского синклинального прогиба, так как к нему приурочены целочки интрузий нижнепротерозойских габбро-амфиболитов и амфиболитизированных габбро-диабазов. Однако, в связи с тем, что ультраосновных интрузий в Коватъярвинско-Палалахтинском разломе пока не выявлено, судить о степени его глубинности трудно. К зонам сочленения нижнепротерозойских синклинальных прогибов с породами основания приурочены интрузии нижнепротерозойских гранитов, сопровождаемые ареалами мигматизации. На территории листа разломы с приуроченными к ним гранитоидами прослеживаются в породах основания вдоль границ Чалкинско-Ведлозерского и Улягского синклинальных прогибов.

Л о й м о л ь с к и й и параллельный ему Х и с ь я р - в и н с к и й разломы развиваются вдоль крыльев Коватъярвинской синклинали. В них располагаются интрузии амфиболитизированных габбро-диабазов и габбро-амфиболитов. Позднепротерозойские разломы, связанные с рифейской (?) активизацией тектонической деятельности, устанавливаются по приуроченности к ним малых интрузий грейзенизированных гранитов, грейзенов, пегматитовых и рудных кварцевых и кварц-карбонатных жил. Примером могут служить Ведлозерский, Кайназъярвинский и Фаддейн-Кельевский разломы.

К К а й н а з ь я р в и н с к о м у разлому, развивающемуся в зоне сочленения Няльмозерской антиклинали с гнейсо-гранитами основания, приурочены серии кварц-карбонатных жил, несущих полиметаллическое оруденение (см. рис.4). Кайназъярвинский разлом омоложен в позднепротерозойское время. В нем проявляются оловоносные грейзены, накладывающиеся на катаклазированные лептиты.

В е д л о з е р с к и й разлом, возникший в зоне сочленения Синемукского прогиба с гнейсо-гранитами основания, устанавливается по наличию в нем грейзенов и грейзенизированных гранитов, содержащих признаки оловянной минерализации.

Ф а д д е й н - К е л ь е в с к и й разлом сечет Туломозерскую мульду и прилегающие к ней с севера гнейсо-граниты. К разлому приурочены грейзены, кварц-карбонатные и кварцевые жилы с медно-полиметаллическим оруденением.

Молодые разломы, образованные с северной части территории листа и в гранитах рапакиви, выделены на основании совпадения данных дешифрирования с линейными аэромагнитными аномалиями. Мо-

лодые разломы носят характер раскрывшихся трещин, к которым приурочена гидросеть. Амплитуды их незначительны и в масштабе карты они почти не выражаются. Лишь в отдельных случаях наблюдается некоторое смещение гнейсовидности между блоками гнейсо-гранитов. В связи с тем, что территория листа располагается в зоне активизации Балтийского щита /68/, молодые разломы следует проверить на рудоносность.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф

Современный рельеф территории листа развивался на докембрийских породах. Главные его элементы формировались в течение длительного процесса денудации докембрийских складчатых структур. В настоящее время рельеф этой территории представляет собой пенеппен. В четвертичный период на поверхности докембрийских пород отлагался неоднородный по мощности покров ледниковых, водно-ледниковых и других осадков, снивелировавших поверхность древнего пенеппена.

По характеру современного рельефа территория листа делится на две зоны. В северной зоне, где мощность покрова четвертичных отложений незначительна (от 0,5-8 м) или они совершенно отсутствуют, развит структурно-денудационный рельеф докембрийского кристаллического основания. В южной и юго-восточной частях площади листа сплошной покров четвертичных отложений мощностью от 15 до 100 м перекрывает неровности кристаллического основания. Здесь развиты аккумулятивные, ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа. В районе оз.Синемуксы и восточного контакта Салминского массива рапакиви, где р.Видлица и ее притоки промывают глубокие долины, рельеф носит эрозионный характер.

С т р у к т у р н о - д е н у д а ц и о н н ы й р е л ь е ф . Формы рельефа северной и восточной части листа обусловлены складчатыми структурами протерозойских пород. В пределах Чалкинско-Ведлозерского синклинального прогиба нижнепротерозойские складчатые структуры имеют меридиональное направление. Основные формы рельефа в этом районе ориентированы в том же направлении, что хорошо наблюдается в районе гряд Иялма, Рыбовара, в долине р.Кайназ и других местах. Рельеф в значительной мере обусловлен литологией пород. Наиболее устойчивые по отношению к выветриванию диабазы, габбро-амфиболиты и амфиболитизированные габбро-диабазы образуют грядообразные возвышенности. Менее устойчивые кварц-серицитовые, хлоритовые и другие сланцы приурочены к отрицательным формам рельефа.

Для северной и северо-западной части листа, в районах озер Суолампи, Исо-Котаярви, Колласъярви и р. Наровож наблюдается крупнохолмистый рельеф, обусловленный наличием куполовидных массивов гнейсо-гранитов, на которых встречаются ледниковые шрамы северо-западного направления. В районе севернее оз. Тулмозера эродированы sillы диабазов и габбро-диабазов, подстилаемые сланцы заонежской свиты. Наивысшая абсолютная отметка диабазовых интрузий, выходящих на дневную поверхность - 120 м, а подошвы их 80-90 м. Гряды диабазов обрамляются узкими долинами глубиной до 10-15 м, дно которых сложено сланцами заонежской свиты. Здесь проявилась избирательная денудация, которая развивалась вдоль контактов sillов с окружающими сланцами. Последние в первую очередь подверглись размыву и на месте их возникли узкие долины, а диабазы, как более устойчивые к выветриванию, образовали грядовидные возвышенности. Гряды, развитые в пределах Коватъярвинской структуры, ограничивающей Туломозерскую мульду с юго-запада, сложены зелеными сланцами, метадиабазами и доломитами хаутоварской и коватъярвинской свит. Легче поддающиеся выветриванию серицит-карбонатные, графитистые и другие сланцы залегают в узких депрессиях между ними.

А к к у м у л я т и в н ы й р е л ь е ф . В юго-восточной и южной частях площади листа развиты холмистые формы рельефа, сложенные ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы - моренные холмы и озы широко распространены вдоль восточной границы Салминского массива гранитов рапакиви и в расположенной к востоку от него Южно-Ведлозерской депрессии, где относительные превышения коренного рельефа по данным бурения 1964 г. составляют 100 м. Моренные холмы имеют куполообразную и неправильную форму, обладают пологими и крутыми склонами, высота их колеблется от 10-20 до 60 м. В понижениях между моренными холмами располагаются извилистые и прямолинейные озы. Преобладающее простираение их в Южно-Ведлозерской депрессии меридиональное и северо-западное. В районе Салминского массива направление моренных холмов, гряд и озоев соответствует конфигурации куполовидных форм коренного рельефа. К ледниковым аккумулятивным формам относится также чехол абляционной морены мощностью 0,5-10 м, перекрывающий камы, озы, а также выступы и впадины основания. В районе д. Рогокоски и восточнее р. Видлицы к области развития моренных холмов примыкают аккумулятивные равнины, сложенные песками и галечниками водно-ледникового генезиса. Второй участок развития водно-ледниковых форм приурочен к депрессии оз. Шотозера, находящегося в северо-восточ-

ной части, где наблюдается развитие камов и озоев.

Из озерных форм наиболее значительными по занимаемой площади являются озерные равнины, примыкающие с юга к озерам Сямозеро, Шотозеро и Тулмозеро. Аллювиальные формы наблюдаются реже, что объясняется слабым развитием гидрографической сети. Реки Тулемайоки, Видлица, Лоймож, Колласъяоки, Наровож и р. Шуя протекают в долинах, приуроченных к омоложенным древним разломам. В участках пересечения омоложенных разломов образуются озера тектонического происхождения: оз. Тулмозеро, Хисъярви, Суриярви и другие. Такие крупные озера как Ведлозеро, Шотозеро и Сямозеро, судя по расположению их вдоль границ резко различных гравитационных и магнитных региональных полей, также имеют, очевидно, тектоническое происхождение.

Собственноречные долины почти не разработаны и засыпаны валунами.

Широко развиты болотные равнины. Их конфигурация предопределяется рельефом местности, на которой они развиваются. В районах грядового денудационно-тектонического рельефа и озоев они имеют вытянутую форму. На участках развития камов и крупнохолмистого рельефа форма впадин болот приближается к округлой.

Примером эрозийного рельефа является современная долина р. Видлицы, прорезающая аккумулятивную равнину и холмисто-моренные образования в районе восточной части Салминского массива рапакиви. Ширина долины 20-40 м, глубина 40-80 м, борта часто отвесные. Пойменная терраса реки развита слабо, а в тех участках, где она имеется, сложена перебитыми валунами морены.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах площади листа встречаются как рудные, так и нерудные ископаемые, связанные с комплексом кристаллических пород и рыхлыми четвертичными отложениями.

Рудные полезные ископаемые представлены гематитовыми, лимонитовыми (озерными) рудами, медными, цинковыми, свинцовыми, никелевыми, молибденовыми, оловянными рудами и серным колчеданом. Из нерудных полезных ископаемых значительное место занимают месторождения полевых шпатов (керамическое сырье), доломитов, глин, а также песков, гальки и гравия, пригодных как смешанный балластный материал для дорожного строительства.

Среди перечисленных полезных ископаемых имеется семь месторождений с промышленными запасами: Няльмозерское - серного кол-

чедана, Кюрьяльское и Брусничное Большое – полевых шпатов, Саригора, Лахта, Юргилица, Кохтусельга и месторождение у ст.Пески – строительных материалов, представленных галечниками, гравием и песками. Все другие месторождения, по которым подсчитаны запасы, в настоящее время требованиям промышленности не удовлетворяют и классифицируются как непромышленные. К таким месторождениям относятся Ануфриансельга, Рекусельга, Суонансельга – гематитовых руд, Туломозерское, Ведлозерское и Гижезерское – лимонитовых озерных руд, Коватъярви – цинковых руд, Улялегское, Ведлозерское – серных колчеданов, Кюрьяло и Щеккило – кирпичных глин, а также выработанные месторождения доломита – Мурдосельга, Раудониеми, Пюрансельга, оставшиеся запасы по которым не подсчитывались. Остальные многочисленные рудные полезные ископаемые рассматриваются как рудопроявления.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо

На территории листа месторождения черных металлов представлены гематитовыми и лимонитовыми озерными рудами.

Гематитовые руды. В районе оз.Тулмозера известны 45 мелких месторождений и проявлений гематитовых руд. /9/ Наиболее существенными из них являются месторождения Ануфриансельга (П-1,6), Суонансельга (П-1,9) и Рекусельга (П-1,8), расположенные в восточном крыле туломозерской мульды. Гематитовые руды приурочены к продуктивному карбонатно-песчано-сланцевому горизонту туломозерской свиты. Гематитовые руды образуют пластовые залежи длиной до 300 м. Суммарная длина известных выходов гематитовых руд составляет 20 км. Рудные залежи представляют собой переслаивание рудных и безрудных прослоев. Мощность собственно рудных прослоев 1-2 см до 1,6 м, средняя мощность 0,45 м. Оруденение неравномерное, имеет вкрапленный и гнездовый характер, приурочено к кварцито-песчаникам. Помимо гематита, в рудах присутствуют мартит, лимонит, магнетит. Содержание марганца в пробах, отобранных из руды различных месторождений, 0,02-0,04% и лишь в одной пробе – 0,5%. Суммарные запасы, подсчитанные Ю.С.Желубовским /38/ по всем Туломозерским месторождениям и рудопроявлениям, составляли 3270 тыс.т и оценивались им как непромышленные. По трем крупным месторождениям: Ануфриансельга, Суонансельга и Рекусельга, по результатам поисково-разведочных

работ 1952 г. О.Н.Анищенковой /21/ были подсчитаны запасы, отнесенные в группу забалансовых. В пределах этих месторождений были оконтурены рудные пачки мощностью более 0,5 м, при среднем содержании железа 30%. Запасы по кат.С₁+С₂ составляют 863,02 тыс.т при среднем содержании железа 37,36%, фосфора и серы 0,023%.

Мизерные запасы Туломозерских месторождений и нерентабельность их дальнейшей разработки, установленные в результате проведенных СЗТУ переоценочных геологопоисковых работ 1952 г., дали основание О.Н.Анищенковой /21/, Г.О.Глебовой-Кульбах /33/ и И.В.Барканову /24/ перевести эти месторождения в категорию рудопроявлений и непромышленных месторождений. К непромышленным они отнесли месторождения Ануфриансельга, Рекусельга и Суонансельга, которые и показаны нами на карте полезных ископаемых.

Лимонитовые озерные руды. На территории листа известны месторождения железных руд осадочного происхождения, залегающие в виде тонких прослоев в прибрежных мелководных частях озер. Они представлены озерными рудами, служившими в ХУШ-ХІХ веках вместе с Туломозерскими гематитовыми месторождениями сырьевой базой для Туломозерского чугуноплавильного завода. В настоящее время этот тип руд практического значения не имеет. Железная руда добывалась со дна озер Тулмозера, Ведлозера и из других озер.

Туломозерское (П-2,3) месторождение, разрабатывавшееся в ХІХ в. для нужд Туломозерского завода, по данным Ю.С.Желубовского /42/, характеризуется очень малой мощностью рудного горизонта (5-6 см) и незначительными запасами. Оруденение установлено в восточной части оз.Тулмозера, на дне водоема и представлено бобовой, гороховой и пороховой рудой. Содержание в руде железа – 40%, марганца – 0,8%, фосфора – 0,44-1,87%. Несмотря на высокое содержание железа и присутствие марганца, озерные руды практически мало интересны ввиду их небольшой мощности, разбросанности залежей отдельных месторождений и нерентабельности эксплуатации.

Цветные металлы

Из цветных металлов на описываемой площади известны непромышленное цинковое месторождение Коватъярви, рудопроявления полиметаллов, связанные с кварц-карбонатными жилами близ оз.Кайназъярви, старые медные рудники в районе оз.Тулмозера, проявления олова в районе хутора Григорьева и оз.Синемуксы и проявления никеля в районах деревень Хюрсюля и Игнойлы.

Медь

В районах оз. Тулмозера, р. Колласйоки и ур. Фаддейн-Келья с начала XVIII в. известны медные рудники, которые ранее разрабатывались на медь. Произведенная ревизия рудников показала, что они все выработаны и практического интереса не представляют.

Рудопроявления меди и полиметаллов связаны с кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и зонами грейзенизации, тяготеющими к Фаддейн-Кельевскому разлому, секущему диабазы Туломозерской мульды и гнейсо-граниты основания. В гнейсо-гранитах разлом оперяется трещинами скальвания, к которым приурочены кварцевые, кварц-карбонатные и баритовые жилы с халькопиритом, пиритом, галенитом и сфалеритом, образующие Фаддейн-Кельевскую группу рудопроявлений. В пределах самой Туломозерской мульды, в зоне разлома, располагаются медные рудопроявления Юго-Коски и Букин-Перти.

Рудопроявление Фаддейн-Келья (П-1,4) расположено в 2 км на запад от д. Соны, в северо-западной части Фаддейн-Кельевского разлома. Четыре кварцевых жилы залегают в крутопадающих трещинах широтного направления, секущих грейзенизированные гнейсо-граниты. Форма жил неправильная, с раздувами и пережимами, длина их колеблется от 90 до 200 м, мощность от 0,6 до 6 м. Жилы прослежены по падению единичными скважинами до глубины 38-50 м, где их мощность по Г.О. Гукосяну /37/ составляет 0,13-0,4 м. Рудные минералы в жилах представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, халькозином, борнитом, ковеллином и малахитом. Нерудные: кварц, карбонат, турмалин, Грейзенизированный гранит насыщен включениями пирита, сфалерита, халькопирита и галенита. Гранит, обогащенный пиритом, содержит 1,4 г/т золота и 24 г/т - серебра.

По данным химических анализов Г.О. Гукосяна /37/, в руде были установлены (в %) содержания свинца - 0,02-12, меди - 0,02-0,73 и цинка 0,04-0,27. Ю.С. Желубовским /41/ в рудах Фаддейн-Келья химическим анализом был выявлен кобальт в количестве 0,07%. На основании поисково-разведочных работ 1951 г. Г.О. Гукосян /37/ подсчитал запасы свинцовой руды по одной из наиболее крупных жил в количестве 3602 т, свинца 211,3 т. Г.О. Гукосян предполагает, что жилы срезаны эрозией и сохранились лишь их корневые части. В силу незначительных масштабов, ни медное, ни свинцовое оруденение Фаддейн-Келья промышленного значения не имеет.

Рудопроявления Букин-Перти (П-1,13) и Юго-Коски (П-1,2) представлены небольшими (до 1 м мощности)

кварц-кальцитовыми жилами, приуроченными к центральной части разлома. В них содержатся халькопирит, кальцит, ковеллин, малахит, пирит. Оруденение носит вкрапленный характер. Обследование этих жил Ю.С. Желубовским /41/ на кобальт дало отрицательные результаты.

Приуроченность гидротермального оруденения и грейзенизации к Фаддейн-Кельевскому разлому, секущему архейские граниты и среднепротерозойские диабазы, дает основание предположительно связывать возникновение разлома с дрейфской (?) активизацией, сопровождающейся образованием глубинных интрузий рудоносных гранитов. Для верхних уровней Фаддейн-Кельевского разлома характерна медная и свинцовая минерализация. В неизученных глубинных горизонтах (глубже 200-300 м), находящихся близ возможных гранитных интрузий, может появиться медно-оловянная и оловянная минерализация. В связи с этим весь Фаддейн-Кельевский разлом является интересным для поисков в его глубинных горизонтах медных и, возможно, оловянных руд.

Свинец

Проявление свинца Каролан-Калатус (П-1,5) описано Г.О. Гукосяном /37/. Приурочено оно к двум кварцевым жилам, расположенным в зоне Фаддейн-Кельевского разлома. Длина жил 0,54-6 м и мощность их 4 и 10 см. Жилы сложены серовато-белым кварцем, содержащим гнезда и неравномерную вкрапленность галенита. Количество вкрапленников галенита в жиле достигает 10%. Вмещающими породами являются грейзенизированные микроклиновые граниты. Грейзенизация проявляется в окварцевании, мусковитизации и пиритизации. Рудопроявление малых размеров и практического значения не имеет.

Цинк

Непромышленное месторождение сфалерито-магнетитовых руд Коватъярви (П-1,19) расположено на северо-западном берегу оз. Каватъярви в 1 км от берега. В пределах рудного поля месторождения имеются четыре пластовых залежи сфалерито-магнетитовых руд, залегающих среди скарнированных доломитов коватъярвинской свиты. Форма рудных залежей линзообразная, длина их колеблется от 45 до 210 м. Падение на юго-запад под углом 50-70°, согласное с падением вмещающих пород. Мощность рудных тел меняется от 1,5 до 6 м на глубине 70-90 м они выклиниваются.

Сфалеритовая и сфалерито-магнетитовая руда месторождения представляет собою тремолитовые скарны с густой вкрапленностью сфалерита и магнетита. В небольших количествах присутствует пирротин, халькопирит, галенит и марказит. По данным химических анализов П.И.Иванова /45/ и Е.П.Молотковой /53/ содержание (в %) цинка в рудах колеблется от 3,78 до 25,9 и кадмия - 0,02-0,09. Полный химический анализ сфалеритовой руды, выполненный институтом "Механобр" в 1936 г., показал следующие содержания (в %): SiO_2 - 18,56, P_2O_5 - 0,06, S - 7,15, MgO - 22,5, MnO - 0,29, Pb, Ti - сл., CaO - 8,5, Zn - 10, Ni, Cu - не обнаружены, Al_2O_3 - 0,6, Fe_{общ.} - 22,49. Ю.С.Желубовским /41/ и Е.П.Молотковой /53/ спектральным анализом в руде был обнаружен кобальт в количестве 0,08%, Ю.С.Желубовским /41/ и П.И.Ивановым /45/ были проведены разведочные работы. П.И.Ивановым подсчитаны запасы цинка по кат.А+В - 4845,8 т и C_1+C_2 - 4810,6 т. Средние содержания цинка по отдельным рудным телам колеблются от 5,75 до 16,96%. Проведенные работы показали, что сфалеритовая руда может быть использована в качестве пигмента. В связи с ограниченными запасами руды и бедностью ее другими компонентами, месторождение практического значения не имеет.

Рудопроявления цинка известны в пределах Няльмозерского рудного поля^{х/} и в районе оз.Кайназъярви. Рудопроявления связаны с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, приуроченными к Кайназъярвинскому разлому, срезавшему с востока Няльмозерскую антиклиналь. Разлом прослеживается от оз.Кайназъярви на севере до оз.Туркалампя на юге. Поисково-съёмочными работами, проведенными А.И.Ивановой /46/ и М.Е.Зильбером /44/, к западу и к югу от оз.Няльмозера были обнаружены кварцевые и кварц-карбонатные жилы на четырех участках: Кайназъярви (П-3,3), Няльмозерское рудное поле (П-3,4), Няльмозеро (П-3,6) и Туркалампя (Ш-3,4), расположенные в 3-4 км друг от друга. Мощность жил 0,4-2,5 м; жилы сложены кварцем, карбонатом, эпидотом, хлоритом и содержат гнезда и вкрапленники сфалерита и галенита. Содержание (в %) цинка в жилах по отдельным химическим анализам достигает 17, свинца 2 и кадмия 0,04. Кварц-карбонатные жилы секут кварц-серпичитовые, хлоритовые и серпичит-альбитовые сланцы, развивающиеся по кислым эффузивам. В южной части зоны разлома, северо-западнее оз.Туркалампя (Ш-3,2; Ш-3,3; Ш-3,5), оруденение локализуется в серпичит-кварцевых и хлоритовых сланцах, насыщенных маломощными кальцит-кварцевыми порожилками с вкрапленностью сфалерита

^{х/} Няльмозерское рудное поле - это рудное поле Няльмозерского месторождения серного колчедана. - Прим. автора.

и галенита. Оруденелая зона прослежена до глубины 125 м, мощность ее здесь составляет 2,5 м, содержание (в %) цинка в руде 17,85, свинца 1,82 и кадмия 0,04.

В амфиболовых сланцах и сланцеватых амфиболитах, слагающих Няльмозерскую антиклиналь, в зоне разлома близ оз.Туркалампя (Ш-3,4) наблюдается вкрапленность халькопирита и пирротина. Содержание меди в оруденелых амфиболитах по химическому анализу одного штуча составляет 1,1%.

В северной части разлома Кайназъярви (П-3,3) прослежена оруденелая зона на глубине от 37 до 167 м. Мощность оруденелой зоны 80 м, протяженность - 300 м, направление субмеридиональное. Оруденение связано с мелкими кварц-карбонатными прожилками, секущими порфиры и кварц-серпичит-хлоритовые сланцы. Прожилки располагаются в брекчированных участках мощностью 0,3-0,6 м. Галенит и сфалерит в виде мелких гнездовых скоплений до 1х1,5 мм, в поперечнике и прожилков мощностью 1-2 мм, насыщает эти участки. По данным химических анализов содержание цинка составляет 3,7% и свинца - 0,67%.

По мнению А.И.Ивановой /46/ и М.Е.Зильбера /44/, свинцово-цинковое оруденение генетически связано с Улялегским массивом гранитов рапакиви, промышленного интереса не представляет из-за незначительного содержания свинца и цинка и малых размеров зон оруденения. В отличие от М.Е.Зильбера и А.И.Ивановой, полиметаллическое оруденение, проявившееся в данной зоне разлома, автор данной записки связывает не с гранитами рапакиви, а с дайками плагиопорфиров, несущих рудные гидротермы /69/. В зоне Кайназъярвинского разлома не изучена вертикальная зональность. По имеющимся данным наличие полиметаллических руд свойственно верхней части разлома до глубины 150 м. Не исключена возможность появления на более глубоких горизонтах слепых тел плагиопорфиров, вторичных кварцитов и связанных с ними медноколчеданных руд.

Олово

Рудопроявления олова встречены в зонах Кайназъярвинского и Ведлозерского разломов и близ д.Улялеги. Связаны они с грейзенизированными альбит-олигоклазовыми гранитами, грейзенами и с грейзенизированными кварц-полевошпатовыми породами, приуроченными к разломам.

В Кайназъярвинском разломе проявление олова было обнаружено близ хут.Григорьева (Ш-3,7) М.И.Рохлиным. По данным М.И.Рохлина /60/, оруденелая кварц-полевошпатовая порода образует пласто-

вое тело мощностью 0,8 м, падающее на запад под углом 70–80°. Залегают они среди роговообманковых сланцев в лежащем боку линзы серноколчеданных руд. Основная масса кварц-полевошпатовая порода сложена мелкозернистыми кварцем и альбитом. В основной массе имеются послойные прожилки крупнозернистого вторичного кварца. В кварцевых прожилках локализуются цепочкообразные скопления мелких зерен касситерита, шеелита и сфалерита с примазками станина. С вторичным кварцем ассоциируют турмалин и мусковит. В основной массе наблюдается рассеянная вкрапленность касситерита, галенита, арсенипирита и турмалина. По простиранию кварц-полевошпатовая порода вскрыта шурфами 7 и 8, расстояние между ними 400 м. Содержание олова по данным химических анализов двух задириковых проб, взятых по забоям шурфа 8 составляет 0,15 и 0,5% /60/. М.И.Рохлин считал кварц-полевошпатовую породу роговиком, образовавшимся за счет мергелей в зоне контакта с гранитами рапакиви, с которым он связывал сульфидно-касситеритовое оруденение.

По мнению автора данной записки кварц-полевошпатовая порода представляет собой катаклазированный и грейзенизированный лептит. Это предположение основывается на сходстве минералогического состава и структур кварц-полевошпатовой породы с составом и структурами лептитов оз.Кавадъярви и одинаковым положением в геологическом разрезе этих пород среди метаморфизованных эффузивов палалахтинской толщи. В районе хут.Григорьева проходит Кайназъярвинский разлом, активизированный в предрифейское время /69/. Находящиеся в нем лептиты и роговообманковые сланцы катаклазированы с образованием в них трещин отслоения. Трещины, развивающиеся вдоль контактов различных пород, выполнены серноколчеданными рудами, связанными с дайками нижнепротерозойских плагиопорфиров /69/. Позднее, в период рифейской активизации, открывались послойные трещины в лептитах, выполнявшиеся вторичными кварцем, мусковитом, турмалином, касситеритом, шеелитом и сфалеритом, представлявшим типичную грейзеновую ассоциацию. Наличие грейзеновых образований и касситерито-шеелитовой минерализации в катаклазированных породах палалахтинской толщи может косвенно указывать на существование в глубинных уровнях Кайназъярвинского разлома очагов рудоносных гранитов, возникших в период рифейской активизации. Принимая во внимание имеющиеся данные, автор записки рекомендует всю зону активизированного Кайназъярвинского разлома к дальнейшему изучению с целью поисков руд олова, вольфрама и других металлов.

Проявление грейзенов, грейзенизированных гранитов и связанной с ними оловянной минерализации в Ведлозерском разломе уста-

новлено близ оз.Синемуксы (IY-3, I) В.В.Яковлевой в результате бурения скв. I 1964 г. Грейзенизированные граниты и грейзены встречаются в II км к юго-востоку от оз.Ведлозера. Они находятся в крутопадающей (85°) на запад зоне нарушения мощностью 12 м, вскрытой на глубине 226 м и развивающейся вдоль контакта метаморфизованных эффузивов палалахтинской толщи с карбонатными породами синемукской свиты.

Грейзенизированные граниты - розовато-серые средне- и мелкозернистые породы. Они сильно серицитизированы, карбонатизированы, окварцованы и каолинизированы. Грейзены сложены кварцем, жильбергитом и турмалином. Из рудных минералов встречаются бурый мелкозернистый касситерит, лейкоксенизированный титансодержащий радиоактивный редкоземельный минерал и сфалерит.

Проявления оловоносных грейзенов, грейзенизированных гранитов и кварц-полевошпатовых пород в Ведлозерском и Кайназъярвинском разломах делают их перспективными на поиски руд олова. Суммарная протяженность разломов, а следовательно и длина перспективной зоны составляет примерно 48 км. Выделенные оловоносные грейзенизированные граниты и кварцевые жилы являются самыми молодыми образованиями и, предположительно, связываются нами с гранитами рифейской активизации /67/.

Оловянная минерализация в районе д.Улялеги (I-4, 2) была выявлена М.И.Рохлиным и Ю.С.Желубовским /II/ в контакте роговообманковых и графитистых сланцев с пегматитовой жилой. Содержание олова по данным химических анализов составляет 0,05 и 0,07%. Под микроскопом касситерит не устанавливается. На детальном участке № 4 в колчеданных рудах в очень незначительных количествах были определены станин, халькопирит, сфалерит и арсенипирит. Химическими анализами в рудах были найдены следы олова и золота, а также серебро - 9 г/т. А.Д.Каузовым /48/ в колчеданных рудах был определен кобальт - 0,01%. Оловянная и сульфидная минерализации, как и в предыдущих случаях, локализуются в омоложенной зоне нарушения, развивающейся вдоль контакта с гранитами рапакиви. Возможно, оловянная минерализация связана с рудоносными гранитами позднепротерозойской (?) активизации, расположенными в глубинных уровнях зоны нарушения.

Никель

Рудопроявления никеля связаны с ранними нижнепротерозойскими интрузиями основных и ультраосновных пород и с офиолитами, внедрившимися по разломам, развивающимся вдоль Хурсюльской и

Хаутоварско-Игнойловской синклинали Чалкинско-Ведлозерской структуры. Основные интрузии и офиолиты изучались М.Е.Зильбером /44/ и Е.П.Молотковой /54/.

В северной части замка Хюрсюльской синклинали располагается Хюрсюльский массив (I-3,4) – расчлененный массив ультраосновных и основных пород, сложенный габброидами, металироксенитами, метаперидотитами и метаоливинитами, превращенными в серпентиниты, насыщенные магнетитом. По данным металлогенических исследований В.В.Яковлевой /69/, восточная и юго-восточная части интрузии являются долгоживущими подводными каналами, что устанавливается по наличию в ультраосновных породах более молодых даек габбро-диабазов и плагиопорфиров. К области подводного канала приурочено наиболее существенное сульфидное медно-никелевое оруденение, локализуемое вдоль зон контактов метапериодотитов, метаоливинитов и серпентинитов с габбродиабазами и плагиопорфирами. Сульфидное медно-никелевое оруденение представлено нитевидными прожилками и скоплениями, концентрирующимися в брекчированных зонах контактов, и рассеянной вкрапленностью в серпентинитах и метаперидотитах. Рудные минералы: магнетит, пирротин, халькопирит, пентландит, бравоит. Содержание сульфидного никеля в брекчированных зонах – 0,25–0,5%, составляя в среднем 0,3%. Содержание сульфидного никеля в серпентинитах, где присутствует рассеянная вкрапленность сульфидов, по данным М.Е.Зильбера /44/, составляет (в %) в среднем 0,2, меди – 0,88, кобальта – 0,03 и железа растворимого – 15,56. Протяженность восточной части интрузии, в которой прослеживаются тектонизированные никеленосные зоны, равна 20 км и ширина – от 400 до 800 м.

В настоящее время Хюрсюльская интрузия изучена Карельской экспедицией (1965–1969 гг.) до глубины 150–200 м. В верхней части интрузии промышленных медно-никелевых руд не выявлено. В то же время глубинные зоны в юго-восточной и восточной перспективных частях интрузии обследованы бурением недостаточно.

Помимо Хюрсюльской интрузии, известны мелкие тела офиолитов, располагающиеся в южной части – Хюрсюльской (II-3,1), Хаутоварско-Игнойловской синклинали (I-3,1) и в восточном борту Вистужкалам-пинской синклинали (I-3,3). Вне Чалкинско-Ведлозерского синклинального прогиба имеется массив ультраосновных пород Суолапи (II-2,1) и офиолиты в Улягском прогибе. Все перечисленные интрузии сложены метаперидотитами, серпентинитами и металироксенитами, содержащими рассеянную вкрапленность пирротина, пентландита, бравоита и халькопирита. По химическим анализам отдельных штучек содержание (в %) сульфидного никеля в офиолитах д.Хюрсюля и Иг-

нойлы – 0,08–0,26, меди – 0,02, кобальта – 0,01–0,3 и железа – II,49. С метаперидотитами, встречающимися в районе д.Улялеги, ассоциирует залежь пиротиновых руд. По данным химических анализов И.К.Поликарпова /60/, содержание никеля в пирротиновой руде составляет 0,15% и меди 0,17%. Петрохимическая и рудная специализация метаперидотитов Улягского района пока не изучена.

Р е д к и е м е т а л л ы

Из редких металлов на территории листа известно рудопроявление молибдена.

Молибден

Рудопроявление молибдена связано с Хаутоварским массивом (I-3,2) нижнепротерозойских гранитов, приуроченных к антиклинальному перегибу между Хаутоварско-Игнойловской и Вистужкалам-пинской синклинали Чалкинско-Ведлозерской структуры. По Е.П.Молотковой /44/, в юго-восточной части массива в микроклин-плагиоклазовых гранитах имеется вкрапленность молибденита в виде мелких чешуек и скоплений размеров 2х3 и 5х7 мм в поперечнике. Площадь с оруденением, околоченная канавами, составляет 56 км². Химические анализы 6-ти бороздовых проб оруденелых гранитов показали содержание молибдена от 0,004 до 0,025%. Граниты, содержащие вкрапленность молибдена, интенсивно серицитизированы и окварцованы. Процесс серицитизации и окварцевания Г.О.Глебова-Кульбах /6/ связывает с явлениями грейзенизации гранитов. В связи с малым масштабом оруденения рудопроявление практического значения не имеет.

Малый объем выполненных работ не дает возможности оценить молибденоносность всего Хаутоварского массива. Выполненные работы освещают небольшой участок, почему и нельзя дать оценку молибденоносности всего массива. В дальнейшем рекомендуется произвести изучение массива на глубину 200–300 м и исследовать его эндо- и экзоконтакты, где не исключена возможность локализации промышленных концентраций молибденовых руд.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с ы р ь е

Серный колчедан

На территории листа имеются промышленные и непромышленные месторождения серного колчедана. Промышленное месторождение – Няльмозерское, непромышленные – Ведлозерское и Улягское.

Няльмозерское месторождение (П-3,5) серного колчедана расположено в 3 км к северо-западу от оз. Няльмозера. Оно приурочено к северо-восточному крылу Няльмозерской антиклинали, находящейся в южном конце Чалкинско-Ведлозерского прогиба. Крылья антиклинали сложены плагиопорфирами, серицит-кварцевыми и графитистыми сланцами.

Колчеданные руды залегают среди кварц-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов, развивающихся по плагиопорфирам. Разведка залежей производилась в 1951-1955 гг. А.И.Ивановой и А.И.Болотиной /46/. Длина рудных залежей меняется от 90 до 507 м при мощности от 1 до 18,65 м. Простираение северо-восточное 20° , падение на северо-запад под углом 85° . В составе руд преобладает пирит при подчиненном значении пирротина. По текстуре и составу выделяются сплошные, полосчатые и вкрапленные пиритовые, пирротинно-пиритовые и пирито-пирротинные руды. В сплошной пиритовой руде содержание (в %) серы колеблется от 30 до 47, в полосчатой руде - 25-30 и во вкрапленной - 15-25. Кроме основных рудных минералов - пирита и пирротина, в рудах присутствуют сфалерит, галенит и халькопирит. По данным химических анализов технологических проб содержание металлов в руде следующее (в %): цинка - 0,15, свинца - 0,03, меди - 0,03, кобальта - 0,005.

Технологические испытания показали, что вся руда месторождения пригодна для сернокислотного производства. Общие запасы серного колчедана, подсчитанные А.И.Ивановой /46/ по кат. В+С₁ составляют 5495 тыс.т. В случае необходимости, запасы могут быть увеличены за счет доразведки более глубоких горизонтов рудных залежей.

Ведлозерское непромышленное месторождение (Ш-3,6) серного колчедана находится в 6 км к северо-западу от оз. Ведлозера и приурочено к крутопадающему юго-западному крылу Няльмозерской антиклинали. Колчеданные руды ассоциируют с вторичными кварцитами, развивающимися близ даек плагиопорфиров. На рудном поле месторождения имеется три залежи длиной от 160 до 320 м и мощностью от 1 до 10 м. Простираение их северо-западное 350° , падение на северо-восток под углом $60-80^{\circ}$. Руды представлены сплошными, полосчатыми, вкрапленными и брекчиевидными разновидностями. Сплошные руды - богатые, вкрапленные и полосчатые - бедные. Основными рудными минералами являются пирит и пирротин, второстепенными - халькопирит, сфалерит, галенит и пентландит. Содержание (в %) серы в сплошных рудах 22-47, во вкрапленных - 17-30. Средневзвешенное содержание железа по залежам колеблется от 28,98 до 39,43%. По данным химических анализов

содержание (в %) меди в руде - 0,045, никеля - 0,041-0,066 и установлены следы кобальта. Технологические испытания показали, что руды Ведлозерского месторождения пригодны для сернокислотной промышленности. Запасы серного колчедана, подсчитанные А.И.Ивановой /47/ по кат. В+С₁ составляют 557,8 тыс.т с содержанием серы свыше 25%, по кат. С₁ 290,4 тыс.т с содержанием серы ниже 25%. Ввиду небольших размеров залежей, при разведке на глубину более 200 м значительных запасов ожидать нельзя.

Улялегское месторождение (П-4,2) серного колчедана находится на северо-западном берегу оз. Шотозера, выявлено оно в 1933 г. М.И.Рохлиным и И.К.Поликарповым /51/. На участке месторождения развиты роговообманковые и биотит-гранатовые сланцы, секущиеся телами метаперидотитов. Рудные залежи сложены пирротинно-пиритовыми рудами, приуроченными к зоне контакта с метаперидотитами. Длина залежей 10-80 м, мощность 1-6,5 м. В 1941 г. месторождение разведывалось Д.А.Каузовым и Т.А.Марениной /49/. Ими были подсчитаны суммарные запасы по кат. В+С₁+С₂ в количестве 198794 т. По мнению авторов, прирост запасов может быть произведен за счет разведки на глубину и доразведки неизученных участков.

К е р а м и ч е с к о е с ы р ь е

Полевой шпат

Пегматитовые жилы образуют крупные месторождения полевошпатового сырья Брусничное Большое и Кюрьяльское (I-4,2) и находятся они в 4 км к северо-западу от д. Улялеги, где прорывают роговообманковые сланцы синемукской свиты /10, 48/. На участке месторождения Брусничное Большое имеется три крупных выхода пегматитовых жил общей площадью 50000 м². На Кюрьяльском месторождении пегматитовая жила имеет длину 400 м, видимую мощность 200 м. Структура пегматита графическая, гранит-пегматитовая и блоковая. Минералогический состав жил: микроклин, плагиоклаз, кварц, мусковит (чешуйки и мелкие пачки), биотит, турмалин, гранат, апатит, хлорит, серицит и рудный минерал. В 1941 г. месторождения Кюрьяльское и Большое Брусничное разведывались И.В.Моисеевым и Л.Б.Паасикиви /52/. В результате разведочных работ были подсчитаны запасы пегматита по кат. В+С₁+С₂ в количестве 837982 т. Увеличение запасов может быть произведено за счет доразведки неизученных участков. Участки месторождений обличены, в связи с чем на карте они показаны как одно крупное месторождение.

Прочие неметаллические
ископаемые

Шунгитоносные сланцы

Углисто-глинистые (шунгитоносные) сланцы развиты в центральной части Туломозерской мульды, где они в виде узкой полосы меридионального направления прослеживаются западнее д. Колатсельги и д. Соны на расстоянии 16 км. Шунгитоносные сланцы встречаются также в районе озер Калаярви и Ивкожское. Общая площадь, занимаемая шунгитоносными сланцами, составляет около 15 км².

Проявление шунгитоносных сланцев Калаярви (П-I, 15). В районе озер Калаярви и Ивкожское имеются выходы пласта углисто-глинистых сланцев, разведывавшихся Ю.С. Желубовским /42/ канавами и шурфами до глубины 2 м и по простиранию на 140 м. Мощность пласта 3-25 м. Запасы шунгитоносной породы по кат. В - 3500 т. В 1930 г. Лужским тигельным заводом было произведено испытание двух валовых проб сланцев. Результаты анализов следующие (в %):

	Проба I	Проба II
Зола	65,73	57,57
Летучих	11,40	13
Углерода	22,87	до 30
Сумма	100	100,5

Содержание в золе сланцев ванадия - 0,03%.

Как видно из анализов, сланцы характеризуются высокой зольностью и малым содержанием углерода.

Согласно современной технологической классификации шунгитов, изложенной в справочнике "Шунгиты - новое комплексное сырье", опубликованном институтом геологии Карельского филиала АН СССР в 1971 г., рассматриваемые сланцы относятся к многозольным и средnezольным разновидностям. Они применяются как облицовочный материал и могут быть использованы в качестве аггруд и легкого заполнителя бетона - шунгизита. Ввиду малых размеров, данное проявление шунгитоносных сланцев является непромышленным. В дальнейшем следует доизучить участок Калаярви, а затем и всю площадь (15 км²) распространения шунгитоносных сланцев с целью оценки их как комплексного сырья на аггруды, строительные и термокислотоупорные материалы.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

Изверженные породы

Граниты

Граниты имеют широкое распространение в северо-западной и западной части листа. На северо-западе они представлены архейскими гнейсо-гранитами, на западе - гранитами рапакиви. Те и другие имеют хорошо выраженные пластовые и вертикальные трещины отдельности, что, по-видимому, дает возможность получать крупные монолиты. Окраска гранитов меняется от серой до красной. Вопрос об использовании гнейсо-гранитов как строительного камня требует специальных исследований. Граниты рапакиви, находящиеся в западной части листа, могут быть использованы как щебень для строительства. Добыть их удобно с помощью карьеров.

Карбонатные породы

Доломиты

Доломиты, развитые в восточной части Туломозерской мульды, разрабатывались как флюсовое сырье для Туломозерского чугуноплавильного завода. В этом районе, в урочищах Пурансельга, Шарлу-Лухтан, Раудо-Ниemi были встречены старые карьеры, а на урочище Мурдосельга - обжиговые печи. В 1931 г. Ю.С. Желубовский /42/ выборочно опробовал доломиты этого района. Было взято 10 бороздовых проб, которые анализировались в лаборатории ЛГУ. Результаты анализов приведены в табл.3.

Таблица 3

Содержание, %	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	S	H ₂ O	п.д.п.
Максимальное	31,47	28,88	0,04	0,029	11,80	46,16
Среднее	30,29	21,46	0,03	0,024	4,58	44,97
Минимальное	29,21	18,32	0,03	0,021	2,64	41,28

Данные химического анализа свидетельствуют о том, что среди доломитов восточной части Туломозерской мульды имеются разновидности, пригодные для производства флюса и строительной извести. Участок распространения доломитов, включая названные урочища, выделяется как перспективный для поисков месторождений флюсового сырья.

Глинистые породы

Глины кирпичные

На территории листа, по данным Г.П.Гукова /35/, известны выходы суглинистых пород, которые использовались местным населением для изготовления кирпича. Суглинистые породы разрабатывались ямами глубиной до 1,5 м. Старые ямы и разрушившиеся кустарные заводы имеются близ д.Савилахти, Вагаярви и Куйковары. Из-за малых масштабов проявлений суглинистых пород, их невысокого качества и отсутствия запасов, данные проявления на карте не показаны.

Наиболее интересными являются проявления ленточных глин, развитые в долине р.Шуи и по берегам оз.Шотозера близ д.Кюръялы (П-4,3). Описаны они Ю.С.Желубовским /42/. Глина синевато-серая, неясно слоистая. Мощность пласта глин колеблется от 3 до 8-10 м. У д.Кюръялы, расположенной на берегу оз.Шотозера, некогда существовал «кирпичный заводик». Площадь развития и качество ленточных глин не изучено. Сведения о запасах отсутствуют. Принимая во внимание, что в данном районе имеются глины, а не суглинки, рекомендуем его к дальнейшему изучению. Помимо района оз.Шотозера, месторождение ленточных глин, по данным И.В.Олиной /56/, известно близ д.Щеккило (Ш-4,1). Глины этого участка пригодны для изготовления вручную кирпича по мокрому способу. Запасы глин - 7470 м³. В связи с малыми запасами, месторождение с баланса снято и относится к непромышленным /56/.

Обломочные породы

Галька, гравий, песок

Месторождения балластного материала Саригора (П-2,2), Лахта (Ш-2,1), Кохтусельга (Ш-2,2) и Юргилица (Ш-3,8) расположены вдоль шоссеиной дороги Петрозаводск-Сортавала. Близ железной дороги Петрозаводск-Суоярви находится месторождение Пески (I-4,1), ранее разрабатывавшееся финнами. Первые четыре месторождения разведаны В.И.Александровым и В.И.Хютте в 1960-1961 гг. /20/. Месторождения приурочены к позднеледниковым флювиогляциальным отложениям. Они сложены крупно-среднезернистыми песками с переменным количеством гравия, гальки и мелких валунов. Песок кварцевый, пылеватые частицы почти отсутствуют. Мощность полезной толщи колеблется от 1,75 до 5,5 м, в среднем составляя 3,2 м.

По данным В.И.Александрова /20/ устанавливается следующий литологический состав полезной толщи (табл.4).

Таблица 4

Месторождение	Литологический состав			Содержание пылевато-глинистых частиц, %	
	Песок	Гравий	Валуны	Песок	Гравий
Саригора	57,3	42,1	-	2,8	0,7
Лахта	37,9	49,1	13	6,1	0,7
Кохтусельга	44,9	48,4	6,7	5,1	1,1
Юргилица	56,5	41,6	1,9	2,8	0,50

Месторождения разведаны по кат.С₁ и С₂. Суммарные запасы горной массы по четырем месторождениям, указанным в таблице составляют 429 тыс.м³. Разведанный балластный материал может быть применен для строительства и ремонта дорог и шоссе.

Песок строительный

Пески имеют широкое распространение в южной, восточной и северо-восточной части площади листа, где развиты камы и террасированные равнины. Пески представлены тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями, в отдельных прослоях со значительным количеством гальки и валунов. Пески этого типа характеризуются перемежаемостью отдельных фракций. Более однородным составом обладают камовые пески. Последние разрабатываются для дорожного строительства. Песчаные карьеры имеются в окрестностях д.Рогоноски (IV-3,2), находящейся в южной части территории листа.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие ископаемые

Торф

Торфяно-болотные отложения распространены широко. Они представлены торфяниками и слабо разложившимися мхами. Мощность торфяного покрова 30-40 см, местами - 3 м. Торфяные болота с наиболее мощным торфяным покровом встречаются к северо-западу от оз.Сямозера, к СЗ от оз.Ведлозера ("Финское болото") и в других местах. Как указывает Г.П.Гуков /36/, разработка торфа ведется

в очень незначительных масштабах. Он используется местным населением в качестве удобрения и для утепления построек.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Территория листа покрыта гидрогеологической съемкой масштаба 1:200 000, выполненной Пятым геологическим управлением в 1958-1960 гг. /35, 36/. Настоящий раздел записки составлен по материалам этих исследований. Используются также материалы гидрогеологических исследований из отчета Д.С. Желубовского и др. /41/ и материалы, полученные при разведке Няльозерского и Ведлозерского месторождений серного колчедана /46, 47/.

Подземные воды на территории листа приурочены к четвертичным отложениям и к трещиноватым кристаллическим породам. Вследствие того, что воды в четвертичных отложениях и коренных кристаллических породах не разделяются водоупорными слоями, они представляют собой единый водоносный горизонт.

По условиям залегания подземные воды имеют преимущественно безнапорный характер. Глубина залегания зеркала водоносного горизонта колеблется от 0 до 16-20 м. Неглубоким залеганием уровня вод характеризуются заболоченные пониженные участки в северной части листа, где обводненной является почти вся толща четвертичных отложений. На возвышенных участках глубина уровня возрастает. Нередки случаи, когда маломощный покров четвертичных образований на вершинах возвышенностей и их склонах оказывается необводненным. Наиболее распространенной глубиной залегания водоносного горизонта можно считать 1,0-4,0 м. Естественные выходы подземных вод в виде источников имеют небольшие дебиты (до 0,1-0,5 л/с).

Питание водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков. Это определяет и характер режима подземных вод. Минимальное стояние зеркала водоносного горизонта отмечается в марте, а максимальное в мае. Амплитуда колебаний уровня изменяется от 0,3 до 1 м, причем на заболоченных пониженных участках изменения меньше, чем на возвышенных. Среди четвертичных отложений водоносными являются гравийно-галечные, песчаные и супесчаные разности во всех генетических типах этих отложений. Наибольшим распространением на территории листа пользуются моренные супеси и разнородные пылеватые пески, водообильность которых отличается большой пестротой. Коэффициент фильтрации моренных песков и супесей, определенный по данным откачек из шурфов, колеблется в широких пределах от 0,4 до 5,57 м/сутки.

Более высокой водообильностью отличаются позднеледниковые гравийно-галечные и песчаные образования, которые распространены в южной половине листа. Последледниковые озерные и аллювиальные пески имеют небольшое развитие. Торфяники болот обводнены на всю мощность, но отличаются слабой водоотдачей.

Воды в коренных кристаллических породах приурочены к трещиноватым зонам и отдельным трещинам. Водообильность коренных пород находится в прямой зависимости от степени трещиноватости. Сравнительно сильная трещиноватость отмечается в верхней части разреза до глубины 30-60 м, но отдельные трещины прослеживаются до 100 м и более. Невыдержанность трещиноватости в массиве коренных пород определяет значительную пестроту их водопроницаемости и водообильности. Это подтверждается широким диапазоном коэффициента фильтрации, определенного по данным опытных работ (0,0095-0,21 м/сутки). Среди коренных пород, развитых на территории листа, относительно высокой водопроницаемостью отличаются различные сланцы; меньшую водопроницаемость имеют гнейсы-граниты и граниты. Коренные породы слабо водообильны с преобладающим дебитом скважин до 1 л/с. Подземные воды относятся к пресным (минерализация 34-198 мг/л), мягким (жесткость общая 0,28-3,23 мг-экв/л), слабо кислым до слабо щелочных. По химическому составу они хлоридно-гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые, пригодны для питья и технических нужд.

Для целей водоснабжения могут использоваться воды четвертичных и коренных пород, но в ограниченных масштабах.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Основываясь на имеющихся структурно-геологических, геофизических и металлогенических данных, на территории листа представляется возможным выделить ряд перспективных площадей на поиски руд полиметаллов, меди, олова, молибдена, никеля и серных колчеданов (рис.5).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы
Железо

Перспективы выявления промышленных железных руд практически отсутствуют. В связи с тем, что территория листа полностью покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000 и все существенные аномалии разбурены и изучены, перспектива выявления крупных ано-

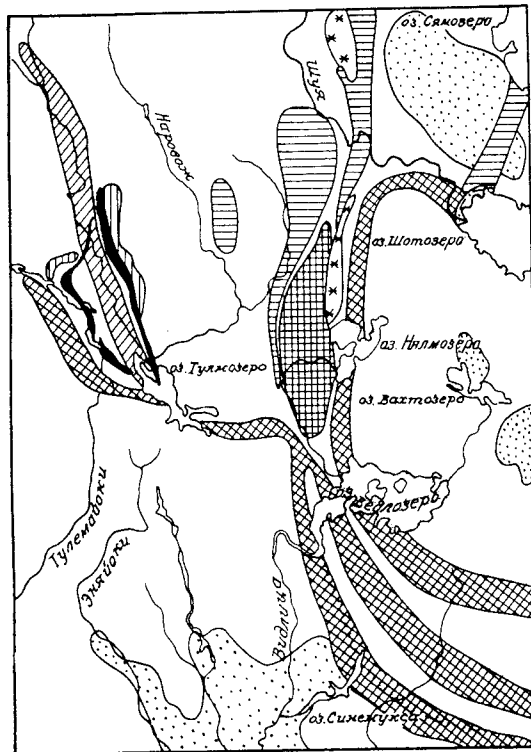


Рис. 5. Оценочно-перспективная карта

Перспективные площади: 1 - на медные и полиметаллические руды; 2 - на медные, полиметаллические руды и серные колчеданы; 3 - на оловянные, медные и железо-полиметаллические руды; 4 - на медно-никелевые руды; 5 - на молибденовые руды; 6 - на шунгитосланцы; 7 - на доломиты (флюсовое сырье); 8 - на глины; 9 - на пески и гравийно-галечный балластный материал

малий, а следовательно и возможность обнаружения связанных с ними месторождений промышленных железных руд маловероятна.

Цветные металлы Медь, свинец, цинк и олово

Перспективными площадями для поисков концентраций руд меди, цинка, свинца и олова являются омоложенные разломы (см. рис. 4). К категории таких нарушений относятся Фаддейн-Кельевский, Кайназъярвинский, Ведлозерский и Коватъярвинско-Палалахтинский разломы.

Фаддейн-Кельевский, разлом сечет в северо-западном направлении гнейсо-граниты основания и метадиабазы Туломозерской мульды. Для верхних уровней разлома свойственна медная и полиметаллическая минерализация, предположительно связанная с интрузиями гранитоидов активизированной зоны. В связи с этим представляют интерес неизученные глубинные (300-500 м) горизонты разлома, где не исключена возможность обнаружения концентрации медных, а возможно и оловянных руд. Принимая это во внимание, автор данной записки считает возможным рекомендовать всю полосу Фаддейн-Кельевского разлома протяженностью 25 км и его глубинные горизонты к доизучению.

Кайназъярвинский разлом, отделяющий Нялмозерскую антиклиналь от гнейсо-гранитов основания, характеризуется проявлениями в его верхнем уровне (до 100 м) цинковой и свинцовой минерализации. Вертикальная рудная зональность разлома не изучена. В то же время в его более глубоких (300-500 м) горизонтах возможно обнаружение медных колчеданных руд, связанных с вторичными кварцитами, ассоциирующими со слепыми дайками плагиопорфиров. Кайназъярвинский разлом оживлялся в период рифейской (?) активизации. Последняя сопровождалась образованием рудоносных гранитов, с которыми связано проявление оловянного грейзенового оруденения, наложенного на сварны синемучской свиты и на ороговичкованные эффузивы палалахтинской толщи, находящиеся в зоне разлома близ хут. Григорьева. Содержание олова в грейзенизированных ороговичкованных эффузивах, по данным химических анализов, колеблется от 0,2 до 0,5% /60/. Грейзены Кайназъярвинского разлома аналогичны оловоносным грейзенам месторождения Питъяранта, находящегося за пределами территории листа в Восточно-Ладожской зоне активизации /69, 70/.

Учитывая имеющиеся данные, автор записки рекомендует зону Кайназъярвинского разлома для поисков практически интересных

концентраций руд олова, цинка и меди. Длина перспективной полосы, располагающейся вдоль активизированного разлома, составляет 18 км и ширина 2-3 км.

Ведлозерский разлом является южным продолжением Кайназъярвинского и протягивается от оз. Ведлозера к юго-востоку на расстоянии 30 км. Разлом приурочен к контакту толщи древнейших эффузивов с карбонатно-сланцевыми породами синемукской свиты. В его южной части встречены грейзенизированные альбит-олигоклазовые граниты и грейзены с оловянной минерализацией. Выделенный Ведлозерский разлом и прилежащие к нему территории закрыты четвертичными отложениями мощностью от 5 до 100 м, почему ранее этот район и не изучался. Приуроченность оловорудных грейзеновых проявлений к Ведлозерскому разлому делает его перспективным на поиски олова и редких металлов. Протяженность перспективной зоны, выделенной вдоль разлома, составляет 30 км.

Зоны нарушения, аналогичные описанным, прослеживаются вдоль Коватъярвинской синклинали и вокруг Улягского массива гранитов рапакиви. Они приурочены к понижениям рельефа, заполненным четвертичными отложениями, совершенно не изучены, почему и выделяются на карте, как возможно перспективные участки для поисков медных и оловянных руд.

Поиски медных колчеданных руд следует произвести на площади Синемукского синклиналиного прогиба. В этом случае колчеданные руды могут быть связаны со скарнами синемукской свиты и с древнейшими эффузивами палахтинской толщи.

Никель

Перспективными площадями для поисков сульфидных никелевых и медно-никелевых руд являются площади Хюрсольской и Хаутоварско-Игнойловской синклиналей. К бортам этих структур приурочены разломы, по которым шло поступление никеленосных ультраосновных и основных магм, давших серию офиолитов и образовавших Хюрсольский массив. Содержание никеля в ультраосновных породах превышает кларковое, в среднем составляя 0,2%. Детальное изучение Хюрсольского массива, произведенное Карельской экспедицией (1964-1968 гг.), до глубины 150-200 м положительных результатов не дало. Остались недоизученными подводящие каналы, сосредоточенные в юго-восточном и восточном краю Хюрсольского интрузива. На этих участках рекомендуется продолжить поиски эпигенетических сульфидных никелевых руд до глубины 500-600 м бурением.

Совершенно неизученным в отношении никелевых руд остался массив ультраосновных пород суолампи, прорывающий гнейсо-граниты основания и находящийся в 6 км к западу от Хюрсольского интрузива. Все перечисленные объекты рекомендуются к дальнейшему изучению с целью поисков сульфидных никелевых руд.

Редкие металлы

Молибден

Перспективным участком для поисков молибденовых вкрапленных руд является Хаутоварский массив гранитоидов, в котором известно рудопоявление молибденита штокверкового типа с содержанием молибдена 0,025%. Массив рекомендуется доизучить бурением на глубину (200-300 м) и детально исследовать с поверхности его эндоэпиконтакты.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Химическое сырье

Серный колчедан

Увеличение серноколчеданной базы на территории листа возможно за счет прироста запасов известных серноколчеданных месторождений. Для этого следует доразведать их глубинные горизонты.

Керамическое сырье

Полевой шпат

Значительные запасы полевого шпата сосредоточены в месторождениях Брусничное Большое и Кяръяльское, расположенных близ д. Улялеги. Увеличение запасов керамического сырья может быть произведено за счет доразведки месторождений с флангов и на глубину, а также выявление новых пегматитовых тел на прилежащих площадях.

Прочие неметаллические ископаемые

Шунгитоносные сланцы

Поиски разновидностей шунгитоносных сланцев, пригодных как комплексное сырье на агоруды, строительные и термочислотные материалы рекомендуется произвести в пределах развития горизонта

углисто-глинистых сланцев, прослеживающихся в центральной части Тулозерской мульды на площади около 15 км².

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

Изверженные породы

Граниты

Граниты на территории листа распространены очень широко и запасы их неограниченны. В строительстве могут быть использованы в качестве щебенки.

Карбонатные породы

Доломиты

Доломиты развиты в Тулозерской мульде на площади 100-120 км². Среди доломитов встречаются чистые флюсовые разновидности с содержанием нерастворимого остатка от 2,6 до 4,6%, в связи с чем данная площадь может быть рекомендована для поисков флюсовых доломитов. Доломиты могут быть также использованы в качестве строительного и облицовочного материала.

Глинистые породы

Глины кирпичные

Залежи ленточных глин встречаются в долине р. Шуи и по берегам оз. Шотозера. Все эти площади являются перспективными для поисков мелких месторождений кирпичных глин.

Обломочные породы

Галечник, гравий и песок

Ресурсы песчано-гравийно-галечных месторождений в связи с широким развитием в южной и северо-восточной частях площади листа озерно-ледниковых отложений практически неисчерпаемы.

Пески

Преобладающее распространение имеют озерно-ледниковые кварц-полевошпатовые пески с небольшим содержанием слюды и темноцветных минералов. Они используются как балластный материал для строительства и ремонта дорог. Запасы балластных песков в районе практически неограниченны.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие ископаемые

Торф

Торф имеет широкое распространение, может применяться для удобрений и утепленных построек местного населения. Для первоочередного изучения можно рекомендовать залежи торфа в "Финском болоте", расположенном близ пос. Ведлозеро.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. А п у х т и н Н.И., Э к м а н И.М., Я ч о в л е - в а С.Ф. Новые доказательства существования позднеледникового Беломорско-Балтийского морского пролива на Онежско-Ладожском перешейке. Baltica, вып.2, 1965.
2. Б у р ц е в а З.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия карельская, лист Р-36-ХУ. Объяснительная записка. Гос. изд-во лит-ры по геол. и охране недр. М., 1962.
3. В и н о г р а д о в А.П., Т у г а р и н о в А.И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. В кн.: Геология и геохронология докембрия. Изд-во "Наука" М-Л., 1964.
4. В я в р ю н е н Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Перевод с финского. Изд-во иностр. лит-ры, М., 1959.
5. Г е й е р П. Докембрий Швеции. В кн.: Докембрий Скандинавии. Перевод с английского. Изд-во "Мир", М., 1967.
6. Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О. Граниты Южной Карелии, в кн.: Граниты Кольского полуострова. Изд-во АН СССР М-Л., 1963.
7. Г е о л о г и я С С С Р . Т. XXXVII. Карельская АССР, ч. I. Геологическое описание. Участок Тулозера-Кавадьярви (Соколов В.А.). М., 1960.
8. Г е о л о г и я и п е т р о л о г и я г р а н и т о - г н е й - с о в о й о б л а с т и ю г о - з а п а д н о й К а р е л и и . П о д р е д а к ц и е й К.О. К р а т ц а . Изд-во "Наука". Л., 1969.

9. Желубовский Ю.С. Туломозерские месторождения железных руд. В справочнике: Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР, ч.П - Карельская АССР. Гос. научно-техн. горно-геол.-нефтяное изд-во. Л.-М., Новосибирск, 1934.

10. Желубовский Ю.С., Лебедева О.Н. Геологическое описание района д.Улялеги. - Матер. по геол. и полезн. ископ. КАССР. № I изд-во Ленингр. геол. треста. 1936.

11. Желубовский Ю.С., Озеров И.М., Рохлин М.И., Софронов Н.И. Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Соддерского района юго-западной Карелии. Изд-во Карельск. НИИ. Петрозаводск, 1937.

12. Кайряк А.И. Иотнийские образования северо-восточного Приладожья. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып.2, № 12, 1967.

13. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР. М.-Л., 1963.

14. Миклухо-Маклай Н.Н. Геологический очерк Олонецкого уезда и островов Ладожского озера, расположенных вокруг Валаама.-Матер. для геологии России, т.ХУШ. Спб, 1897.

15. Полчанов А.А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. Тр. Лабор. геолог. докембр., вып.6. 1956.

16. Робонен В.И. К стратиграфии протерозоя района Хаутовара-Чалка.-Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып.ХХVI. 1960.

17. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд-во "Недра", М. 1966.

18. Яковлева В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Р-36-IX, серия карельская. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат. М. 1965.

19. Metzger A.A. Die jatulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinnland Bull. Comm. Geol. Fine № 64.

Фондовая х/

20. Александров В.И., Хитте В.П. Отчет о поисково-разведочных работах на песчано-гравийный материал, проведенных в Пряжинском, Олонецком и Суоярвском районах КАССР в 1960-1961 гг. 1962. № 17893.

х/ Работы, для которых не указано место хранения, находятся в фондах СЗЛТУ.

21. Анищенкова О.Н. Отчет о поисково-ревиссионных работах на участках Туломозерских месторождений железных руд в Ведлозерском районе КАССР за 1952 г. № III108.

22. Анищенкова О.Н., Молоткова Е.П. Отчет о геолого-поисковых работах в зоне контакта гранита рапахииви в юго-западной части КАССР и на Карельском перешейке (1952-1954 гг.). 1955. № 13596.

23. Анищенкова О.Н., Нидригайлова И.С. и др. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке центральной части Восточного Приладожья масштаба 1:200 000 за 1966-1968 гг. 1971 г. № 21246.

24. Барканов И.В., Анищенкова О.Н. Металлогеническая и прогнозная карта на черные металлы восточной (советской) части Балтийского щита. 1968. № 20391.

25. Богачев А.И., Горбик Н.А., Козлик В.С. и др. Отчет по теме № 4: Перспективы никеленосности нижнепротерозойских комплексов северной и южной Карелии и Ветреного пояса (Карельская АССР, Мурманская обл. и Архангельская обл.). 1966. № 19604.

26. Бреслер С.М., Родина Е.С., Молоткова Е.П. и Болотина А.Ф. Отчет о геологоразведочных работах, произведенных на Хаутоварском месторождении серного колчедана в Суоярвском районе КАССР в 1951-1955 гг. 1955. № 14336.

27. Бреслер С.М., Молоткова Е.П., Сыромятина Н.Д. Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных Хаутоварской партией в Суоярвском и Пряжинском районах КАССР в 1952-1955 гг. 1956. № 14874.

28. Бурцева З.А., Молоткова Е.П. Отчет о Поисково-съемочных работах, проведенных в Суоярвском и Сортавальском районах КАССР. 1952. № 11573.

29. Вербицкий Р.И., Виноградова Н.И., Гавриловская С.Ф., Попова Е.Э., Шкворов В.А. Отчет по теме: Обобщение и анализ геофизических материалов по северному Приладожью в связи с составлением металлогенической карты масштаба 1:200 000. 1965. № 19369.

30. Гильрова М.А. Материалы к стратиграфии Южной Карелии, 1951. № 1972.

31. Гильрова М.А. Стратиграфия и структура средне-го докембрия восточной части Балтийского щита. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. ЛГУ им. А.А. Жданова. Л. 1969. (на правах рукописи).

32. Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О., М и н д л и - н а А.А. Отчет о геологоразведочных и поисковых работах, произведенных на Хаутоварском и Чалчинском месторождениях серного колчедана в Суоярвском и Пряжинском районах КЭССР, в 1948-1951 гг. № IIIIOI.

33. Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О. Государственная карта полезных ископаемых СССР масштаба 1:100 000, лист Р-35, 36 (Петрозаводск). Объяснительная записка. 1957. № I5I7I.

34. Г о л ь д б у р т Т.Л. Геологическое строение района Хаутоварского месторождения серного колчедана. (Отчет по геологической съемке масштаба 1:200 000, произведенной летом 1949 г. в пределах Суоярвского, Пряжинского и Ведлозерского районов КЭССР). 1950. № 9616.

35. Г у к о в Г.П. и др. Гидрогеологические условия бассейна верхнего течения р. Шуи (отчет партии № 722 за 1957 г. по листам Р-36-ХV и Р-36-ХХI) КАССР - Пряжинский и Суоярвский районы. 1958. № I5779.

36. Г у ч о в Г.П., П л ю с н и н а К.В. Геологическое строение и гидрогеологические условия района верхнего и среднего течения рек Видлицы и Тулемайоки (отчет партии № 779 5 ГУ за 1960 г. по южной половине листа Р-36-ХХI) Карельской АССР. 1961. № I7255.

37. Г у ч о с я н Г.О. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных партией № 15 в северной части Туломозерского района в 1951 г. 1952. № I2520.

38. Ж е л у б о в с к и й Ю.С. Отчет о разведке Туломозерских месторождений железных руд. 1929-1930-1931 гг. (Карельская АССР). 1931. № I45.

39. Ж е л у б о в с к и й Ю.С. Предварительный отчет о работе Коватъярвинской партии (цинковой), 1934. № I792.

40. Ж е л у б о в с к и й Ю.С. Отчет о геологопоисковых работах на олово в южной части Туломозерского района КАССР в 1934-1935 гг. 1935. № 3620.

41. Ж е л у б о в с к и й Ю.С., Л и п с к а я К.В. Отчет о работах по ревизии рудных месторождений КАССР и опробованию их на кобальт, произведенных летом 1939 г. 1940. № 3578.

42. Ж е л у б о в с к и й Ю.С., Г р у н и ч е в а В.А., М и х а й л о в А.В. и др. Отчет о геологических, гидрогеологических, инженерно-геологических и почвенных исследованиях, произведенных партией № 83 на планшетах: Р-36-77, Р-36-78, Р-36-69, Р-36-90, Р-36-101, Р-36-102 (Южная Карелия). 1940 г. № 7978.

43. З а н и н М.В. Отчет о работе Туломозерской геологосъемочной партии Карельской экспедиции. ВСЕГЕИ. 1945. № 6127.

44. З и л ь б е р М.Е., М о л о т к о в а Е.П. и др. Отчет о поисково-съемочных работах на цветные и редкие металлы, проведенных Южно-Хаутоварской партией в районе д. Хюрсоля - оз. Няльмозера (юго-восточная часть Суоярвского и западная часть Пряжинского районов) КЭССР в 1956 г. 1957. № I5205.

45. И в а н о в П.И., У л д у к и с Г.А. Отчет по работам Коватъярвинской цинковой партии за 1935-1936 гг. 1936. № I664.

46. И в а н о в а А.И., Н о с и к о в а А.М., Б о л о т и н а А.И. Отчет о геологоразведочных и на Няльмозерском месторождении серного колчедана и поисковых работах в районе месторождения за период 1951-1955 гг. Ведлозерский район КАССР. 1955. № I4167.

47. И в а н о в а А.И., П и р о г о в К.П., Л я ш е н - к о Л.Г. Отчет о геологоразведочных работах на Ведлозерском месторождении серного колчедана в КЭССР за 1948-1949 гг. 1950, № 9868.

48. Л е б е д е в а О.Н. Пегматиты Улялежского района 1935. № I636.

49. М а р е н и н а Т.Ю., К а у з о в Д.А. Объяснительная записка к подсчету запасов Улялежского серноколчеданного месторождения (Пряжинский район, 1940. № 5060.

50. М а р г у л и с И.А. Отчет о работе поисковой партии № 2 Карельской железорудной экспедиции в 1946 г. № 6336.

51. М а к е е н к о Г.Т. Отчет о результатах работ, проведенных тематической партией на тему: Изучение никеленосности основных и ультраосновных пород Южной Карелии в Суоярвском районе КЭССР в 1955-1957 гг. 1957. № I5347.

52. М о и с е е в И.В., П а а с и к и в и Л.Б. Отчет Саудозерской партии по разведке пегматитовых месторождений в 1940 г. на территории Пряжинского района КЭССР. 1941. № 7150.

53. М о л о т к о в а Е.П., С а п о ж н и ч о в а К.М. Отчет о ревизионно-опробовательских работах на месторождении Кавадъярви в Ведлозерском районе КЭССР в 1950 г. 1951. № I2305.

54. М о л о т к о в а Е.П., К л о к о в а А.В. Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных на Су-ламбинской магнитной аномалии в Ведлозерском районе КЭССР в 1954 г. 1956. № I4321.

55. М у с т о н е н А.А., М и х а й л ю к Е.М. Отчет Хюрсольской и Северо-Ладожской партии за 1952-1954 гг. о структурно-поисковом профилировании массивов ультраосновных пород в Суоярвском и Ведлозерском районах КАССР. 1954. № I2853.

56. О л и н а И.В. и др. Отчет по теме: Обзор геологической изученности сырьевых баз предприятий строительных материалов Карельской АССР по состоянию на I/I 1962. 1963. № 18287.
57. П о д о л ь с к и й В.П. и др. Отчет о работе Палалахтинской геологоразведочной партии за 1935 г. № 4365.
58. П а х т е л ь И.А., К у л и н и ч А.В., К о т р е л е в а И.А. Отчет о результатах работ Великолукской гравиметрической партии за 1964 г. (Ленинградская, Псковская области и КАССР) 1965. № 19435.
59. П е р е в о з ч и к о в а В.А. и др. Отчет по теме: Составление тектонической карты восточной части Балтийского щита и северо-западной окраины Русской платформы масштаба 1:500 000. 1968. № 20489.
60. Р о х л и н М.И., С а ф р о н о в Н.И. Отчет о работе Палалахтинской геологоразведочной партии за 1934 г. 1935. № 4376.
61. С а ф р о н о в Н.И., Р о х л и н М.И., П о л и ч а р п о в И.К. Промышленный отчет по геологоразведочным работам на территории Улягского сельсовета Пряжинского района в летний сезон 1934 г. № 4377.
62. С в и р с к и й Г.В. и др. Отчет о геофизических работах, проведенных в Ведлозерском, Сортавальском, Суоярвском, Пряжинском, Петровском и Кестеньгском районах КАССР. 1952 г. № 10159.
63. С в и р и д е н к о Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапахиви (автореферат диссертации). 1965.
64. С и п а к о в а М.С., К р и в ц о в а Е.Б. Отчет о результатах аэромагнитных исследований в Южной Карелии, Мурманской и Архангельской областях. 1964. № 18931.
65. Х а з о в а В.И., М о р о з о в В.В. и др. Отчет Восточно-Ладжской и Кительской партий о геолого-поисковых работах на олово и цветные металлы, проведенных в Питъярантском и Суоярвском р-не КАССР в 1964-1967 гг. 1968. № 20476.
66. Ф и ш г о й т А.Л., Д о р о ф е е в а М.К. Отчет о работах Хаутоварской геофизической партии за 1967 г. (Карельская АССР), 1968, № 20298.
67. Ч а л ь х Е.Д., З а й ц е в с к и й А.Б., Д а й н А.Д., Б а ж у ш ч и н Е.М., Б е л ь е в а К.Д. Отчет Кошвицкой партии о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000, проведенных в 1962-1965 гг. в районе Кошвицких и Кандалакшских тундр (Мурманская обл., Кандалакшский, Терский и Кировский районы). 1967. № 20178.

68. Э к м а н И.М. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладжского перешейка. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол. минер. наук. Л., 1968 (на правах рукописи).
69. Я к о в л е в а В.В., О л и н а И.В., Г р о м о в а З.Т. Отчет по теме: Составление прогнозной и металлогенической карты масштаба 1:200 000 по району Приладожья. 1967. № 20221.
70. Я к о в л е в а В.В., О л и н а И.В. Отчет по теме: Изучение структуры рудных полей месторождения Питъяранта и оценка их глубинных перспектив. 1970. № 21086.

СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-XXI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Химическое сырье		
		Серный колчедан		
П-3	5	Няльозерское	46	
		Керамическое сырье		
		Полевой шпат		
1-4	2	Улягское (Курьяльское и Брусничное Большое)	42, 52	
		СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ		
		Обломочные породы		
		Галечник, гравий и песок		
Ш-2	2	Кохтусельга	20	
1-4	1	Пески	20	
П-2	2	Саригора	20	
Ш-2	1	Лакта	20	
Ш-3	8	Юргилица	20	
		Песок строительный		
1У-3	2	Рогокоски	-	Песчаные карьеры вы- явлены при редакционно- уязочных маршрутах 1964 г.

СПИСОК
НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-XXI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
I	2	3	4	5
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Черные металлы		
		Железо		
		Гематитовые руды		
П-1	6	Ануфриансельга	9, 22, 24	
П-1	8	Рекусельга	То же	
П-1	9	Суонансельга	"	
		Озерные руды		
П-2	3	Тулomezерское	42, 24	
Ш-3	9	Ведлозерское	То же	
1У-4	1	Гижезерское	"	
		Цветные металлы		
		Цинк		
П-1	19	Коватъярви	41, 45, 53	
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Химическое сырье		
		Серный колчедан		
П-4	2	Улягское	61	
Ш-3	6	Ведлозерское	47	

1	2	3	4	5
		СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ		
		Карбонатные породы		
		Доломит		
П-1	II	Мурдосельга	38, 42	
П-1	I4	Раудониemi	То же	
П-1	I7	Пюрансельга	"	
		Глинистые породы		
		Глины кирпичные		
П-4	3	Кюрьялы	42	
Ш-4	I	Щеккило	56	

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ Р-36-XXI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
1	2	3	4	5
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Черные металлы		
		Железо		
		Гематитовые руды		
I-1	I	Гейно-Суан, Ленин-Сиан	9, 24, 42	В коренном залегании
П-1	I	Агвеньярви, Сувиан, Ахвен-оян, Кургансельга, Нежсельга	То же	То же
П-1	3	Вилумпайву, Акомпайво, Фаддейн-Келья	"	"
П-1	10	Мурдосельга	"	"
П-1	12	Мечей-Коски, Лагусельга	"	"
П-1	18	Пюрансельга, Рогосельга, Суансельга	"	"
П-1	7	Люплюсельга, Ойнасоян	"	"
		Цветные металлы		
		Медь		
П-1	13	Букинперти	37, 41	"
П-1	16	Ойвансельга	То же	"
П-1	20	Гирвинсельга	"	"
П-1	2	Юго-Коски	37, 41	"

I	2	3	4	5
П-1	2	Фаддейн-Келья	37, 41	В коренном залегании
П-3	2	Кайназъярви	44, 46	То же
		Свинец		
П-1	5	Кариолан-Калатус	37	"
		Цинк		
П-3	3	Кайназъярви	44, 46	"
П-3	4	Няльмозерское рудное поле	То же	"
П-3	6	Няльмозеро	"	"
П-4	1	Улялеги	II, 60, 61	"
П-4	4	Кюръялы	То же	"
Ш-3	1	Турка-Ламби	44, 46	"
Ш-3	2	Няльмозеро	"	"
Ш-3	3	Няльмозеро	"	"
Ш-3	4	Турка-Ламби	"	"
Ш-3	5	Турка-Ламби	"	"
		Олово		
I-4	2	Улялеги	II	"
Ш-3	7	х. Григорьева	60, 69	"
IУ-3	1	Синемукское	-	Выявлено бурением в 1964 г.
		Никель		
I-3	1	Ст. Хаутоваара	44	В коренном залегании
I-3	3	Вистуккалампи	"	То же

I	2	3	4	5
I-3	4	Хюрсюльский массив	44, 69	В коренном залегании
П-2	I	Суламбинский	54	"
П-3	I	Южно-Хюрсюльский массив	44	"
		Редкие металлы Молибден		
I-3	2	Хаутоварский массив	4	"
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ Прочие неметаллические ископаемые Шунгитовый сланец		
П-1	15	Калаярви	42	"